



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XXIII CICLO**

**Tettonica attiva nel settore peri-tirrenico meridionale
tramite integrazione di dati geodetici e geologici**

Candidato:

Dott.ssa Maria Enrica Mazzella

Tutor:

Dott. Luigi Ferranti

Co-Tutor:

Dott. Mimmo Palano

Coordinatore del Dottorato:

Prof. Maria Boni

Anno Accademico 2010/2011

A me...

RIASSUNTO

Misure non-permanenti di velocità GPS (Global Positioning System) della rete *Peri-Tyrrhenian Geodetic Array* (PTGA) sono state utilizzate per stimare la cinematica e i tassi di deformazione contemporanea dell'area peri-Tirrenica meridionale. La rete PTGA, installata e misurata da istituzioni italiane e straniere, consiste attualmente in 51 siti localizzati in Italia meridionale e isole, che sono stati misurati in cinque campagne successive (1995, 1997, 2000, 2008 e 2010). Le misure del 2008 e del 2010 discusse in questa tesi assieme ai dati precedenti, hanno permesso di migliorare e infittire i campi di velocità ottenuti dalle precedenti analisi.

I dati sono stati processati presso la sede dell'INGV di Catania, mediante il software GAMIT/GLOBK (versione 10.35) e attraverso un percorso multi-fase hanno permesso di costruire le serie temporali delle stazioni e le mappe di velocità rispetto a sistemi di riferimento globali e locali.

Nel sistema di riferimento europeo, tutti i siti della rete tranne la Sardegna mostrano spostamenti verso i quadranti settentrionali, ma con una forte variabilità interna che sottolinea la presenza di distinti domini di deformazione.

Per meglio indagare la deformazione nei singoli domini strutturali le velocità dei siti sono state riferite a stazioni permanenti IGS (International GNSS Service): Matera per l'Appennino meridionale, Noto per la Sicilia e Cagliari per la Sardegna), e sono stati messi in relazione con le principali strutture sismogenetiche (dal DISS 3.1.1) e con le faglie attive conosciute in questa regione. In Italia meridionale, le velocità GPS confermano la presenza di due fasce di deformazione affiancate rinvenute in precedenti studi geodetici: estensione a ovest, dove i siti posti sul margine Tirrenico di Campania e Calabria si allontanano da Matera con velocità crescenti verso W da 2 a 5 mm/a; e trascorrenza e/o compressione fino a 1,2 mm/a circa nelle aree adriatiche e ioniche di Puglia, Basilicata e Calabria, con una componente più marcata nel Gargano e nelle Murge settentrionali, dove i siti mostrano una convergenza relativa o un moto obliquo rispetto a Matera, consistente con una dislocazione di tipo trascorrente destra fino a 3 mm/a su strutture orientate E-W.

Il campo di strain orizzontale ricavato tramite interpolazione delle velocità, mostra moderati strain compressivi (fino a $0,12 \mu\text{strain/a}$) in Calabria settentrionale, nelle Murge meridionali, e in maggior misura in Puglia settentrionale, e strain estensionali elevati in Campania occidentale. Gli assi di strain compressivo risultano orientati NW-SE tra Gargano e Murge e circa NNE-SSW al confine calabro-lucano; quelli tensili sono orientati NE-SW in Campania occidentale e NW-SE al confine lucano-pugliese. Strain non uni-assiali con compressione NW-SE e tensione NE-SW di simile magnitudo si rinvengono essenzialmente al confine campano-molisano. Il quadro deformativo è in buon accordo con i dati ricavati dai meccanismi focali dei terremoti e dai break-out dei pozzi.

I valori dell'estensione sono massimi in Campania centrale ($3,4 \pm 0,3 \text{ mm/a}$) e minori in val d'Agri ($1,7 \pm 0,4 \text{ mm/a}$); al confine campano lucano non sono ben definiti ma in ogni caso risultano maggiori di 1.2 mm/a . Questi valori sono compatibili con quelli ricavati da altri studi geodetici, mentre risultano maggiori rispetto alle stime condotte con metodologie sismologiche e paleosismologiche.

In Sicilia, il movimento relativo al sito IGS Noto suggerisce una dislocazione attiva del settore frontale della catena a poco più di 1 mm/a , mentre in Sicilia NW il campo di velocità mostra un allontanamento dei siti rispetto a Noto con velocità decrescente procedendo verso ovest tra $0,4$ e $2,2 \text{ mm/a}$ circa. Il campo di strain mostra compressione in tutta l'isola fatta eccezione per il bordo sudorientale.

I siti della Sicilia sono in convergenza relativa con quelli della Sardegna a circa 5 mm/a , in maniera consistente con l'attività sismogenetica che si registra tra le due isole e, in generale, sono sub-paralleli al moto di Nubia rispetto a Europa.

In Sardegna meridionale, nonostante la supposta stabilità di quest'area, le velocità residuali dei siti GPS rispetto a Cagliari sono significative e si aggirano tra $0,7$ e $1,7 \text{ mm/a}$. Complessivamente la direzione di movimento verso sud-ovest risulta essere piuttosto congruente in tutto il blocco, fatta eccezione per il sito più ad est (VISI) che si sposta verso nord-ovest. Il campo di strain mostra una debole estensione in tutta l'isola tranne che per il bordo sudorientale ed una rotazione degli assi di strain attorno al golfo di Cagliari.

Una valutazione delle relazioni tra dati geodetici e geologici è stata condotta in Calabria settentrionale attraverso l'interpretazione di profili sismici a riflessione nell'offshore della costa Ionica.

La conversione in profondità di profili di sismica a riflessione multicanale reperibili online (<http://www.socgeol.info/pozzi/index.asp>) e la loro interpretazione grazie all'uso di logs di pozzi esplorativi anch'essi disponibili online, ha permesso di tracciare differenti sistemi transpressivi lungo i profili sismici con backtrust che dislocano orizzonti fino al Pleistocene medio-superiore, e che sono facilmente correlabili con i sistemi di faglie recenti riconosciute a terra in precedenti studi. La retro deformazione degli orizzonti più recenti nei profili sismici è stata utilizzata per comparare i tassi tettonici di lungo termine con la deformazione geodetica, che lungo questo tratto del margine Ionico mostra una debole compressione tra la Calabria e Matera a circa 0,4 mm/a.

I tassi di dislocazione orizzontale e verticale calcolati sugli orizzonti più giovani dislocati nei profili sismici sono comparabili con quelli geodetici e indicano che il raccorciamento lungo i 60 km che separano il Pollino orientale dalla Lucania occidentale è di circa 0,5 mm/a; una parte consistente della deformazione è concentrata nell'area della dorsale di Valsinni, immediatamente a tergo del fronte della catena.

ABSTRACT

Epoch Global Positioning System (EGPS) velocities from the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA) are used to estimate the kinematics and strain rates of contemporary deformation in the regions surrounding the Tyrrhenian Sea basin, and particularly in the Southern Apennines of mainland peninsular Italy. Previous geodetic work in the region was mostly concerned with large-scale plate kinematics and regional deformation of the Adria block is an important instrument for the cinematic analysis of the Mediterranean area. Using a sub-set of sites from the PTGA network, Ferranti et al. (2008) proposed a first rough estimation of the interseismic deformation rates across major active structures in the region. Results from an increased number of sites over a longer time span, presented here, have provided tighter constraints and given new insights into active deformation processes inferred by the previous analysis.

The PTGA network consists of a total of 59 sites which were installed during different periods in southern Italy, Sicily and southern Sardinia, and were measured during 1995, 1997, 2000, 2008 and 2010. Of those sites, only 51 have survived. In this work, data from 45 sites are analyzed, both surviving (41) and lost (4), which are characterized by a variable number of measurement sessions and total time-span of observations. In detail, we used data from 15 sites with 5 measurements in 15 years; 5 sites with 4 measurements in 13 years; 21 sites with 3 measurements in 5 years, and 1 site with 2 measurements in 10 years.

Data were processed at INGV of Catania, using the GAMIT/GLOBK (version 10.35) software developed at CFA (Harvard Smithsonian Center of Astrophysics) of the Massachusetts Institute of Technology, and at the Institute of Oceanography, University of California, San Diego. The software involves multiple routines for processing and modeling of GPS observations by means of a multi-step routine.

First of all, we created and processed the double differenced iono-free observables that were used to estimate the daily loose-constrain solutions with the coordinates of the stations, the orbits and the atmospheric delays and the variance-covariance matrix. For a better estimate of the parameters of each solution, we used precise

ephemerides calculated by the International GNSS Service (IGS) and the earth rotation parameters provided by the International Earth Rotation Service. We included in the processing the data of ten IGS permanent sites (AJAC, CAGL, GRAS, GRAZ, LAMP, MATE, MEDI, NOT1, NOTO e ZIMM). Then, the loose constrained daily solutions were combined on a daily base with the regional solution (IGS1, IGS2, IGS3, IGS4, EURA and EUREF) provided by SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) and EPN (EUREF Permanent Network) by using a Kalman filter GLOBK to create an unconstrained daily net solution. Finally, through the GLORG module of GLOBK, the solutions were organized into the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) 2005 by a Helmert transformation, which estimates 3 rotation parameters, 3 translation parameters and 1 scale factor. This reference frame was used to generate time series of the Nord, East and Up components of each station and the velocity field. Through a further Helmert transformation, the ITRF2005 velocity field was aligned with a reference frame referred to stable Europe using a subset of sites utilized by Nocquet & Calais (2003).

Relative to our realization of Europe, all the sites of the PTGA network, except for those located in Sardinia, move toward the northern quadrants, with a significant internal variability that underline the presence of different deformation domains.

In order to gather a better comprehension of distributed active deformation within these structural domains, PTGA velocities were referred to selected permanent IGS sites (Matera for the southern Apennines, N for Sicily and Cagliari for Sardinia). Within these local reference frames, the geodetic velocity field was compared to strain and displacement data derived from seismology and geology. Because no significant earthquake has occurred in the region during the time-span of our observation, we believe they are a good estimation of the presently accrued interseismic strain. On this base, residual velocities between sites were compared with known or inferred active faults and seismogenic structures taken from existing databases (e. g. DISS 3.1.1; ITHACA) and original work.

In southern Italy, the GPS velocities confirm the presence of two adjacent deformation zones: an extensional domain in the west, where sites located on the

Tyrrhenian margin of Campania, Lucania and Calabria regions move away from Matera (MATE) with increasing westerly velocities from 2 to 5 mm/yr; and a transpressional domain in the east, within the Adriatic and Ionian margins of Puglia, Basilicata and Calabria where sites show convergence or oblique motion relative to MATE.

In the transpressional domain, deformation is more marked in the north between northern Apulia and eastern Molise. Residual site velocities in the Gargano block indicate right-lateral displacement along the E-W striking Mattinata fault system at ~ 0.5 mm/yr, but with a marked increase along its western prosecution in Molise associated to significant NW-SE contraction at ~ 1.2 mm/yr. Similarly, site velocities define right-lateral displacement between northern Murge and southern Gargano, but here E-W right-lateral motion reaches up to ~ 3.3 mm/yr, consistent with activity focused along active structures buried beneath the Ofanto valley. In northern Calabria and eastern Lucania, residual velocities indicate weaker deformation rates. It appears that northern Pollino is obliquely converging with MATE at ~ 0.4 mm/yr, indicating active transpression along this margin. Oblique convergence also occurs in northern Calabria between the Pollino and Sila mountain ranges at ~ 0.2 mm/yr.

The geodetic signal is more robust in the extensional domain lying along the axis and on the Tyrrhenian side of the Apennines, where we recognize two NW-SE elongated bands with significant gradients of diverging motion relative to MATE, indicating segregated extensional deformation. The eastern belt is centered on the Apennines chain axis, where the highest seismic release in southern Italy occurs, and has a velocity increase ranging from 1 to 2.5 mm/yr. This gradient likely reflects in large part elastic strain accumulation across known or inferred seismogenic faults. The western belt of divergence stretches near the Tyrrhenian coast and reaches values of up to 0.7 mm/yr. Based on the lack of associated seismicity, the latter deformation is attributed to aseismic reactivation of older thrust surfaces. The total extension calculated for the central Campania transect, from the axis of the mountain chain to the coast, is of 3.4 ± 0.3 mm/yr. Deformation appears to decrease in the southeast within the Campania-Lucania transect to 1.7 ± 0.4 mm/yr, and is mostly accrued in the Vallo di Diano extensional

basin, bound to the east by a major active fault. To the northwest, in the Campania-Molise area, we estimate only a lower bound of 1.2 mm/yr between the Sannio and the Matese blocks, which is accrued alike across active faults.

In general, our estimates are generally consistent with pattern and rates of surface deformation derived from previous geodetic studies, but are larger than seismological and paleoseismological estimates of crustal extension. The discrepancy probably arises from the contribution of unknown seismogenic structures or of creeping processes, or, in the case of paleoseismological estimations, reflects the different time intervals under investigation.

Through an interpolation technique, starting from the velocity values observed, from the net geometry and from the associated covariance matrix, we derived the horizontal strain field. Significant compressional strains (up to 0.12 μ strain/yr) are found in northern Puglia, and similar magnitudes of extensional strain occur in western Campania. The compressional strain axes are oriented NW-SE between Gargano and Murge and NNE-SSW in northern Calabria, in good agreement with seismologic observations and with the pattern of break-outs in deep wells. Tensile axes are oriented NE-SW in western Campania, consistent with the seismologic record and with field studies of active faults, and NW-SE in north-eastern Basilicata. Non uniaxial strains with NW-SE compression and NE-SW extension of similar magnitude are found at the boundary between Campania and Molise, in good agreement with the focal mechanism of recent earthquakes.

In Sicily, motion relative to the IGS site NOTO suggests right lateral transpression between the frontal thrust belt and the northern margin of the Hyblean plateau. In north-western Sicily the velocity field is more complex, but the sites generally move away from NOTO at a western decreasing rate, which outlines a compressional zone in the northern part of the island. A broad compressional strain field with moderate values is traced across the island except for the southeastern tip.

Sicily sites are in relative convergence with southern Sardinia sites at 5 mm/y, in agreement with the seismic activity between the two islands. This estimate nearly equals the Nubia-Europe convergence rate, confirming earlier propositions

(Pondrelli et al., 2004; Serpelloni et al., 2005; Ferranti et al., 2008) that plate convergence is largely accommodated in the Sicily Straits.

In southern Sardinia, site residuals velocities relative to CAGL are small and very close to the associated error. On the whole, the western side of the Campidano basin moves toward W-SW, while a site on the eastern margin moves toward NW. The residual site velocities display a counterclockwise rotation around a pole located in the Cagliari Gulf. The strain field is characterized by weak extension everywhere except for the southeastern tip. The main deformation seems to be focused in the Campidano basin area, and, in light of the paucity of historical and instrumental seismicity, probably reflects creep on the basin-bounding faults. The geodetic data are consistent with a shear deformation related to a remote NNW-SSE shortening, which arise from relative convergence of Sicily and Sardinia.

An assessment of the relation between geodetic and geologic data was performed in northern Calabria through interpretation of seismic reflection profiles offshore the Ionian Sea coast. Retro-deformation of the most recent horizons detected in the seismic profiles was used to compare the long term tectonic rates with the geodetically-based deformation, which along this part of the Ionian margin show a weak compression between northern Calabria and MATE. Previous studies outlined the recent superposition of a thick-skinned transpression onto the Miocene-Early Pleistocene thin-skinned thrust belt and foreland, with the onset of marked surface uplift (Ferranti et al., 2009; Caputo et al., 2010). Similarly, structures related to deeper contraction were previously detected in marine geophysical studies in this segment of the Ionian Sea (Doglioni et al., 1999; Del Ben et al., 2007; Ferranti et al., 2009).

We used publicly available (<http://www.socgeol.info/pozzi/index.asp>) multichannel seismic reflection profiles (zones F) which were converted to depth based on the velocity analysis. Examination of a dense grid of depth-converted profiles calibrated with oil-exploration well logs allowed us to map a system of basins and ranges that characterize the north-east Calabria offshore. These features are bounded by high-angle transpressional faults which are mostly SW-displacing and offset seismic horizons up to Late Pleistocene in age. Faults and related folds are laterally continuous with the main structures known on land,

supporting the idea that they are still active. The horizontal displacement rates stipulated on the Early and locally Middle Pleistocene horizons are on the order of ~0.5 mm/yr, and are thus fully compatible with the geodetic rates on-land (0.4 mm/yr).

INDICE

PREMESSA	I
CAPITOLO 1.....	1
INTRODUZIONE	1
1.1 Quadro geodinamico del Mediterraneo centrale	1
1.2 Modelli geodinamici di evoluzione del sistema Tirreno - Appennino.....	3
1.3 Il contributo del GPS nello studio della cinematica dell'area Mediterranea 5	
1.3.1 Il dibattito su Adria	7
1.4 Assetto tettonico regionale nell'area peritirrenica meridionale	11
1.4.1 Sardegna.....	11
1.4.2 Sicilia	13
1.4.2.1 Sicilia sud orientale.....	14
1.4.2.2 Sicilia nord occidentale.....	17
1.4.3 Appennino meridionale.....	20
1.4.3.1 Margine Tirrenico.....	21
1.4.3.2 Gargano	23
1.4.3.3 Calabria Jonica settentrionale.....	24
1.5 Conoscenze sulla deformazione attiva nell'area peri-tirrenica	26
1.5.1 Estensione in Italia meridionale	27
1.5.1.1 Faglie attive e sorgenti sismogenetiche	27
1.5.1.2 Sismicità	28
1.5.1.3 Geodesia.....	29
1.5.2 Compressione e/o trascorrenza in Italia meridionale	30
1.5.3 Sicilia: sismicità e geodesia	31
1.5.4 Sardegna: sismicità e geodesia.....	32
CAPITOLO 2.....	33

Osservazioni GPS della rete PTGA (Pery-Tyrrhenian GPS Array)	33
2.1 Cenni sul sistema GPS	33
2.2 Geometria della rete PTGA.....	39
2.3 Implementazione della rete PTGA.....	42
2.4 Monografia dei capisaldi.....	44
2.5 Campagne di misurazione.....	46
2.5.1 Periodo e durata delle campagne.....	46
2.5.2 Schema delle campagne 2008 e 2010	52
2.6 Processing dei dati.....	55
2.6.1 Elaborazione dei dati grezzi.....	55
2.6.2 Combinazione delle soluzioni giornaliere poco vincolate e creazione delle serie temporali	58
2.6.3 Stima delle velocità.....	59
2.6.4 Cenni sul sistema di riferimento ITRF.....	60
2.6.5 Rapidi cenni ai differenti tipi di errori	61
2.6.5.1 Errori nella correzione degli orologi.....	62
2.6.5.2 Errori dovuti alla propagazione dei segnali nella troposfera e nella ionosfera.....	62
2.6.5.3 Errori dovuti all'impresione delle effemeridi	62
2.6.5.4 Errori prodotti da percorsi multipli.....	63
2.6.5.5 Errore di posizione nello spazio (geometria dei satelliti).....	63
 CAPITOLO 3	 64
 CAMPI DI VELOCITA' GEODETICI	 64
3.1 Serie temporali	64
3.2 Campi di velocità	69
3.2.1 ITRF2005	70
3.2.2 Europa centrale stabile	71
3.2.3 Sistemi di riferimento locali.....	78
3.2.3.1. Velocità geodetiche in Appennino meridionale	78
3.2.3.2 Velocità geodetiche in Sicilia.....	81
3.2.3.3. Velocità geodetiche in Sardegna.....	83

CAPITOLO 4..... 86

DISCUSSIONE DEI DATI GEODETICI 86

4.1. Assunzioni sui processi e calcolo dell'errore sugli spostamenti.....	86
4.2 Italia meridionale	90
4.2.1. Velocità geodetiche e sorgenti sismogenetiche.....	90
4.2.2 Relazioni tra velocità GPS e deformazione attiva in alcuni settori dell'Appennino meridionale	94
4.2.2.1 <i>Campania occidentale</i>	95
4.2.2.2 <i>Confine Campano - Molisano</i>	100
4.2.2.3 <i>Vallo di Diano - Val d'Agri - Lucania</i>	102
4.2.2.4 <i>Confine Apulo-Molisano-Campano (Daunia-Gargano-Murge)</i> . 106	
4.2.2.5 <i>Calabria settentrionale</i>	109
4.3 Sintesi.....	112
4.3.1 Dominio di estensione in Italia meridionale	112
4.3.2 Dominio di trascorrenza e traspressione in Italia meridionale.....	115
4.4 Campo di strain	116
4.4.1 Campo di strain in Italia meridionale.....	116
4.5 Sardegna meridionale.....	119
4.5.1 Campo di strain in Sardegna	121
4.6 Sicilia	123
4.6.1 Campo di strain in Sicilia.....	126
4.7 Mar Tirreno meridionale	127

CAPITOLO 5..... 128

**ESEMPIO DI COMPARAZIONE TRA STRAIN GEODETICO E STRAIN
GEOLOGICO: MARGINE IONICO DELLA CALABRIA**

SETTENTRIONALE..... 128

5.1 Assetto tettonico regionale dell'area.....	129
5.2 Analisi e interpretazione dei profili sismici	130
5.2.1 Conversione tempo/profondità.....	131
5.3 Interpretazione dei profili.....	137

5.3.1 Calcolo dei rigetti.....	139
5.4 Sezioni longitudinali alla costa	140
5.4.1 F75_93	140
5.4.2 F75_89	141
5.4.3 F75_87	144
5.4.4 F75_95 e F75_97	147
5.5 Sezioni trasversali alla costa	148
5.5.1 F75_58	148
5.5.2 F75_56	151
5.5.3 F75_54	152
5.6 Assetto geolitologico e strutturale dell'offshore: Golfo di Sibari – Golfo di Taranto	152
5.6.1 Dislocazione orizzontale e verticale e comparazione con i tassi geodetici	158
CAPITOLO 6.....	165
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	165
BIBLIOGRAFIA	171
SITOGRAFIA.....	199
APPENDICE 1	200
APPENDICE 2	222
Ringraziamenti	236

PREMESSA

La penisola italiana e le aree marine circostanti rappresentano un'area estremamente complicata dal punto di vista geodinamico, in quanto costituite da frammenti crostali differenti ed a comportamento cinematico non omogeneo. I movimenti differenziali che esistono tra le regioni che circondano la fascia peritirrenica sono caratterizzati da velocità piuttosto alte. Anche all'interno dei singoli segmenti di questa fascia (catena Appenninico-Maghrebide, Arco Calabro, blocco Sardo-Corso) esistono movimenti differenziali tra catene orogeniche e settori di avampaese, che si realizzano lungo lineamenti tettonici caratterizzati sovente da notevole attività sismica.

Nel passato, i movimenti relativi, sia nel tempo geologico che quelli contemporanei, tra i vari settori litosferici o crostali sono stati misurati attraverso varie metodologie tra le quali: analisi paleomagnetiche (Dewey et al., 1989), determinazione dell'intervallo di deposizione di sedimenti sinorogeni (Patacca et al., 1990), studio dei meccanismi focali dei terremoti (Gasparini et al., 1985). Più di recente, i moti contemporanei sono stati misurati con osservazioni geodetiche che sfruttano metodologie di tipo laser, interferometriche o Sistemi di Posizionamento Globale (GPS). In particolare sono apparsi negli ultimi 10 anni numerosi lavori che usano tecniche GPS per studiare la cinematica del nostro territorio (Anzidei et al. 2001 Oldow et al., 2002; Hollenstein et al. 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Serpelloni et al., 2005; 2007; 2010; Oldow e Ferranti, 2006, Ferranti et al., 2008; D'Agostino et al., 2008; Devoti et al., 2002; 2010).

La maggior parte di questi studi è rivolta ad indagare la cinematica delle placche e microplacche nell'area, ma scarsa attenzione è stata posta sinora alla caratterizzazione di singole fasce deformative. Questa tesi di dottorato si inserisce all'interno di un progetto di ricerca che sfrutta sistemi GPS non-permanenti per effettuare misure di alta precisione di spostamenti nell'area peritirrenica (progetto PTGA: "Pery-Tyrrhenian Geodetic Array"; Oldow et al., 2002; Ferranti et al., 2008). Questo progetto vede coinvolte numerose istituzioni sia italiane

(Dipartimento di Scienze della Terra delle Università di: Napoli, Palermo, Cagliari, Catania, CNR di Tito (PZ), IAMC - Istituto per l'ambiente marino costiero - CNR di Napoli – INGV Catania) che straniere (University of Texas, Dallas, US), ed è supportato con fondi delle singole istituzioni.

Il principale obiettivo del progetto è la caratterizzazione cinematica dell'Appennino meridionale e delle isole tramite misure GPS che consentono di indagare i movimenti relativi nell'area peritirrenica. A tal fine sono stati utilizzati dati relativi a 5 campagne di misura condotte nel 1995, 1997, 2000, 2008 e 2010, quest'ultime due all'interno di questo progetto di dottorato, per un totale di 40 siti misurati in intervalli di tempo che vanno da 10 a 15 anni a seconda dei siti. I dati sono stati processati con il software Gamit/Globk presso la sezione di Catania dell'istituto INGV.

I risultati scaturiti dalle misure GPS hanno permesso di migliorare i dati ottenuti dalle precedenti analisi (Ferranti et al., 2008) e sono stati confrontati con dati sismologici, analisi di sezioni sismiche e dati di campagna raccolti nel corso del dottorato allo scopo di verificare i rapporti tra deformazione a lungo termine e contemporanea.

In Italia meridionale, le velocità GPS confermano la presenza di due fasce di deformazione affiancate (Oldow & Ferranti, 2006; Ferranti et al., 2008): estensione a ovest, dove i siti posti sul margine Tirrenico di Campania e Calabria si allontanano da Matera con velocità crescenti verso W da 2 e 4 mm/a; e trascorrenza nelle aree adriatiche e ioniche di Puglia, Basilicata e Calabria con una componente più marcatamente transpressiva nel Gargano e nelle Murge settentrionali, dove i siti mostrano una convergenza relativa o un moto obliquo rispetto a Matera, consistente con una dislocazione di tipo trascorrente destra.

Nell'area di estensione sono riconoscibili almeno due fasce parallele al margine Tirrenico, una più prossima alla costa con valori minori di estensione fino a 1 mm/a, e una più interna con valori maggiori fino a circa 3,4 mm/a.

L'entità dell'estensione è massima al centro nel settore campano occidentale dove raggiunge valori attorno ai $3,4 \pm 0,3$ mm/a e minore a sudest nel settore val d'Agri-Cilento, con valore di $1,7 \pm 0,4$ mm/a circa.

A nordovest, nel settore campano molisano, l'entità totale dell'estensione non è stimabile coi dati a disposizione, ma raggiunge almeno 1,2 mm/a al confine tra le due regioni.

Il dominio in compressione raggiunge valori massimi di 3 mm/a nell'area Murge settentrionali, dove è accoppiata ad una componente marcatamente trascorrente di tipo destro su note strutture dirette E-O. L'entità della compressione diminuisce al confine calabro lucano, dove gli 0,4 mm/a di convergenza vero Matera sono compatibili con lo studio condotto sulle sezioni sismiche offshore in concomitanza di dorsali sollevate e piegate da strutture di back-thrust radicate in profondità.

In Sicilia, il movimento relativo al sito IGS Noto suggerisce una debole dislocazione attiva nel settore frontale della catena, mentre in Sicilia NW il campo di velocità mostra uno spostamento dei siti verso Noto con velocità decrescente procedendo verso ovest.

I siti della Sicilia sono in convergenza relativa con quelli della Sardegna a circa 5 mm/a, in maniera consistente con l'attività sismogenetica che si registra tra le due isole.

In Sardegna meridionale, nonostante la supposta stabilità di quest'area, le velocità residuali dei siti GPS rispetto a Cagliari sono significative. Complessivamente la direzione di movimento verso sud-ovest risulta essere piuttosto congruente in tutto il blocco, fatta eccezione per il sito più ad est (VISI) che si sposta verso nord-ovest. I siti sardi mostrano una rotazione antioraria attorno a un polo posto nel golfo di Cagliari, ma quelli più a W si spostano più rapidamente rispetto a Cagliari suggerendo attività tettonica sul bordo W del Campidano, il bacino che taglia trasversalmente la Sardegna meridionale.

Il campo di strain orizzontale calcolato mostra significativi strain compressivi (fino a 0.04 μ strain/a) in Calabria settentrionale e Puglia settentrionale, e strain estensionali di simile entità in Campania occidentale. Gli assi di strain compressivo risultano orientati NW-SE tra Gargano e Murge e NE-SW a S del Pollino; mentre quelli tensili sono orientati NE-SW in Campania occidentale e NW-SE in Basilicata nord-orientale. Strain non uni-assiali con compressione NW-SE e tensione NE-SW di simile magnitudo si rinvencono essenzialmente al

confine campano-molisano. Il campo di deformazione è compatibile con il campo di stress calcolato sulla base dei dati di break-out di pozzo, con la distribuzione della sismicità locale recente e con l'orientazione degli assi cinematici derivati dai meccanismi focali dei terremoti.

L'attività di ricerca svolta e i risultati conseguiti sono esposti in questa tesi come deducibile dalla sua struttura, qui di seguito schematizzata:

- Definizione delle questioni ancora aperte e dei temi di maggior interesse circa la deformazione attiva dell'area peritirrenica (cap. 1);
- controllo e manutenzione della rete geodetica, migliorandone la monografia e implementando la sua densità con l'installazione di nuovi capisaldi (cap. 2);
- effettuazione di due nuove campagne di misura nel 2008 e nel 2010, in modo da migliorare il dato dei campi di velocità sulla base di un intervallo temporale più ampio (1995/2008 per 5 stazioni, 1995/2010 per 15 stazioni, 2000/2010 per 21 stazioni, e 2008/2010 per 14 stazioni) (cap. 2);
- processing dei dati geodetici e confronto dei campi di velocità calcolati sulla base di campagne di misura con dati provenienti da misurazioni continue su stazioni permanenti (cap. 2, 3);
- discussione dei dati ottenuti e confronto delle velocità GPS (che forniscono i moti di superficie) con dati di terremoti storici e non, che danno informazioni sulla tettonica crostale (cap. 4);
- confronto degli attuali tassi di dislocazione derivanti dai campi di velocità GPS (alla scala dei 10^1 a) con un database più esteso di dati geologici di medio e lungo termine disponibili per l'area (dai 10^3 ai 10^6 a) (cap. 4);
- per la zona Ionica della Calabria settentrionale, studiata più nel dettaglio dal punto di vista geologico, confronto delle soluzioni cinematiche ricavate dalle campagne GPS con i dati geologici ricavati da analisi di sezioni sismiche a mare (cap. 5).

“Omnia mutantur”
(Ovidio)

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

1.1 Quadro geodinamico del Mediterraneo centrale

L'area mediterranea centro-occidentale è un mosaico litosferico e crostale puntellato da insiemi di catene e bacini (fig. 1.1). I bacini sono nella maggior parte il risultato di una fase distensiva recente (Eocene - attuale), mentre le catene orogeniche che li circondano (Alpi, Appennini, Pirenei, Cordigliera Betica, Atlante Telliano, Dinaridi) testimoniano un ciclo tettonico prima distensivo e poi compressivo cominciato all'inizio del Mesozoico (Dewey et al., 1989; Gueguen et al., 1998; Faccenna et al., 2001). L'evoluzione geodinamica di tutta l'area è stata controllata dall'interazione tra due placche maggiori, Africa ed Europa, originariamente separate dal bacino della Tetide (McKenzie, 1972; Amodio Morelli et al., 1976; Dewey et al., 1989; Ziegler, 1988) (fig. 1.1) e separate da una fascia più "mobile" e tettonicamente complessa, comprendente placche (o promontori) minori: Iberia (corrispondente alla Spagna) e Adria (riferibile al basamento litosferico della penisola italiana e del Mar Adriatico; Oldow et al., 2002, cum ref).

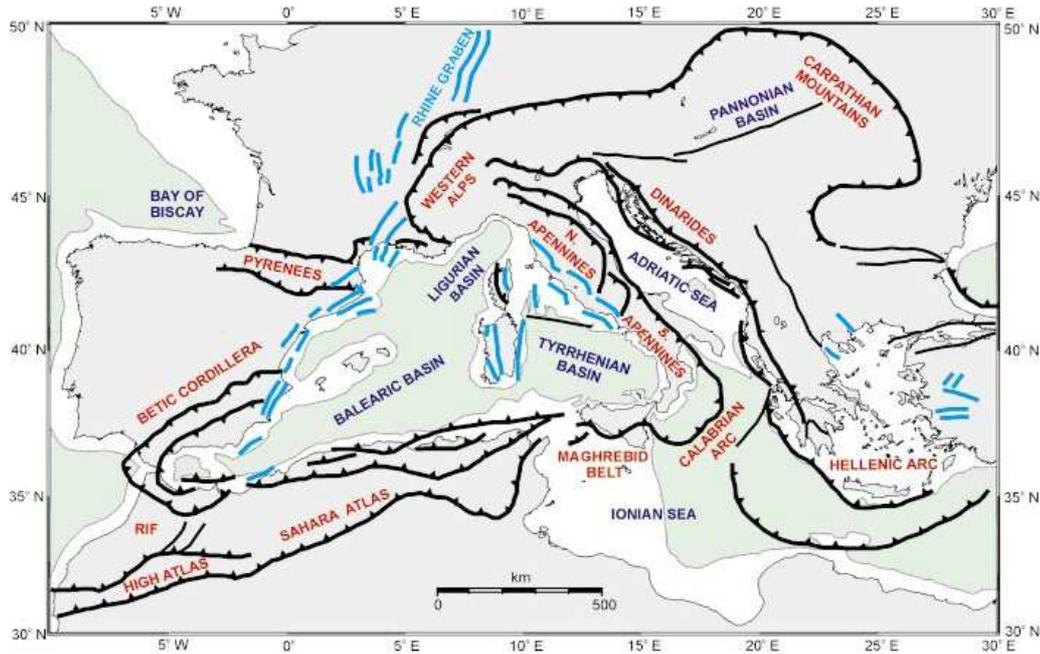


Figura 1.1. Assetto tettonico della regione Mediterranea (da Oldow et al. 2002). Faglie compressive (linee nere con dentelli sulla placca superiore). Faglie trascorrenti (linee nere semplici) Faglie estensionali (linee blu). Batimetria in bianco da 0 a 1000 m e in verde maggiore di 1000 m. L'orogene peri-Tirrenico è diviso in Appennino settentrionale e meridionale, arco Calabro e catena Maghrebide.

Le fasi principali di questo ciclo tettonico sono: a) fase di apertura oceanica (Giurassico medio - superiore); b) fase di transizione (Cretacico inferiore); c) fase oceanica di convergenza (Cretacico superiore -Eocene medio); d) fase di collisione continentale (Eocene superiore -Attuale).

Esiste un consenso generale nel considerare la dorsale appenninica come una catena collisionale, originatasi a seguito dei processi di convergenza tra le placche africana ed europea e il blocco adriatico, che, a partire dal Cretacico, hanno causato la deformazione dei margini continentali originari.

L'orogene Appenninico - Maghrebide si sviluppa dunque secondo un sistema bacino estensionale – catena – avanfossa - avampaese a partire dal settore tirrenico e con una vergenza generale (in coordinate attuali) verso NE in Italia meridionale e S in Sicilia. (Boccaletti et al., 1990; Lentini et., 1996; 2006)

L'Appennino meridionale, in particolare, è costituito da una fascia deformata ad andamento generale NW-SE, seguita - procedendo verso i settori più esterni, cioè verso oriente - da una zona in forte subsidenza (avanfossa) e da un settore, ancora

relativamente poco deformato, appartenente alla placca adriatica in arretramento (roll back) verso est (fig. 1.2).

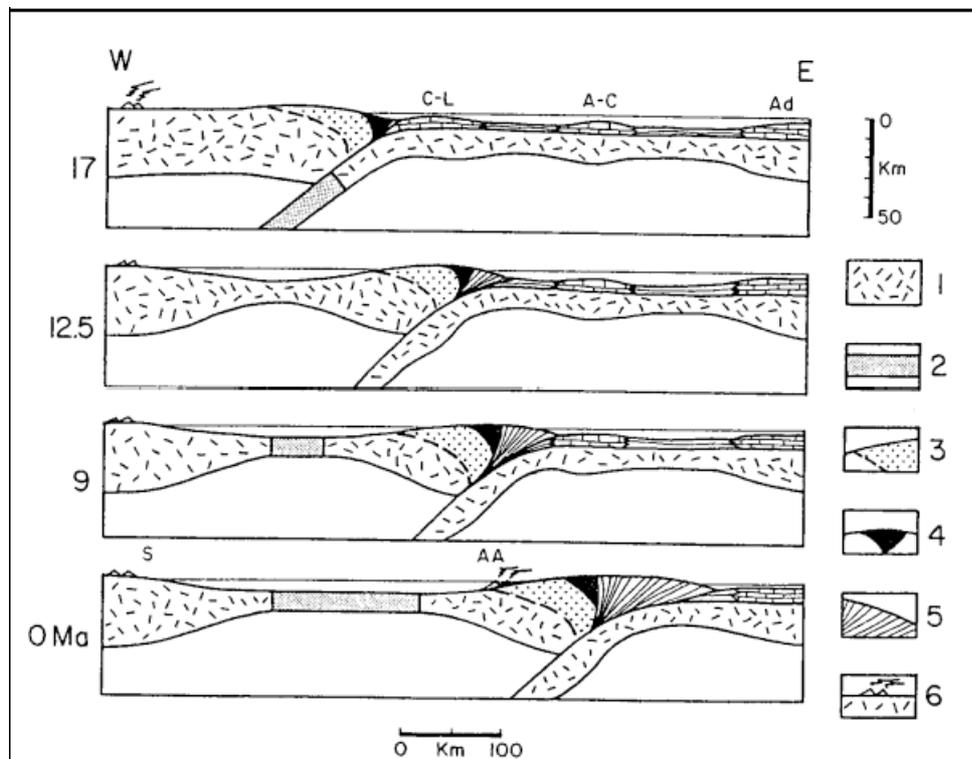


Figura 1.2. Evoluzione del sistema Tirreno – Appennino lungo una sezione E-W. 1:crosta continentale; 2:crosta oceanica; 3:unità alpine della Calabria; 4:unità oceaniche più interne dell’Appennino; 5:cuneo d’accrezione appenninico; 6: vulcani calcalcalini attivi. C-L: piattaforma campano-lucana; A-C: piattaforma Abruzzese-campana; Ad: blocco Adriatico; S: Sardegna; AA: arco delle Eolie. (Malinverno e Ryan, 1986).

1.2 Modelli geodinamici di evoluzione del sistema Tirreno - Appennino

L’assetto attuale della catena regione peri-tirrenica è il risultato di deformazioni dovute ad una serie di fasi tettoniche principalmente di età neogenica (ma, di fatto, non ancora concluse), originate da un insieme di processi. L’osservazione della coesistenza, dal Tortoniano ad oggi, di aree di distensione nella zona interna della catena (versante tirrenico) e di aree in compressione in quella esterna (versante adriatico), e della progressiva migrazione spazio-temporale verso Est del sistema orogenico formato dalla coppia compressione-estensione, ha stimolato lo sviluppo di un’articolata serie di ricerche, con risultati

spesso non concordanti. Pertanto numerosi sono stati i modelli geodinamici proposti, nel corso degli ultimi decenni, per interpretare l'evoluzione del sistema appenninico (Scandone, 1979; Malinverno e Ryan 1986; Lavecchia, 1988; Royden et al., 1987; Patacca e Scandone, 1989; Patacca et al., 1990; Doglioni, 1991; Faccenna et al., 1997, 2001).

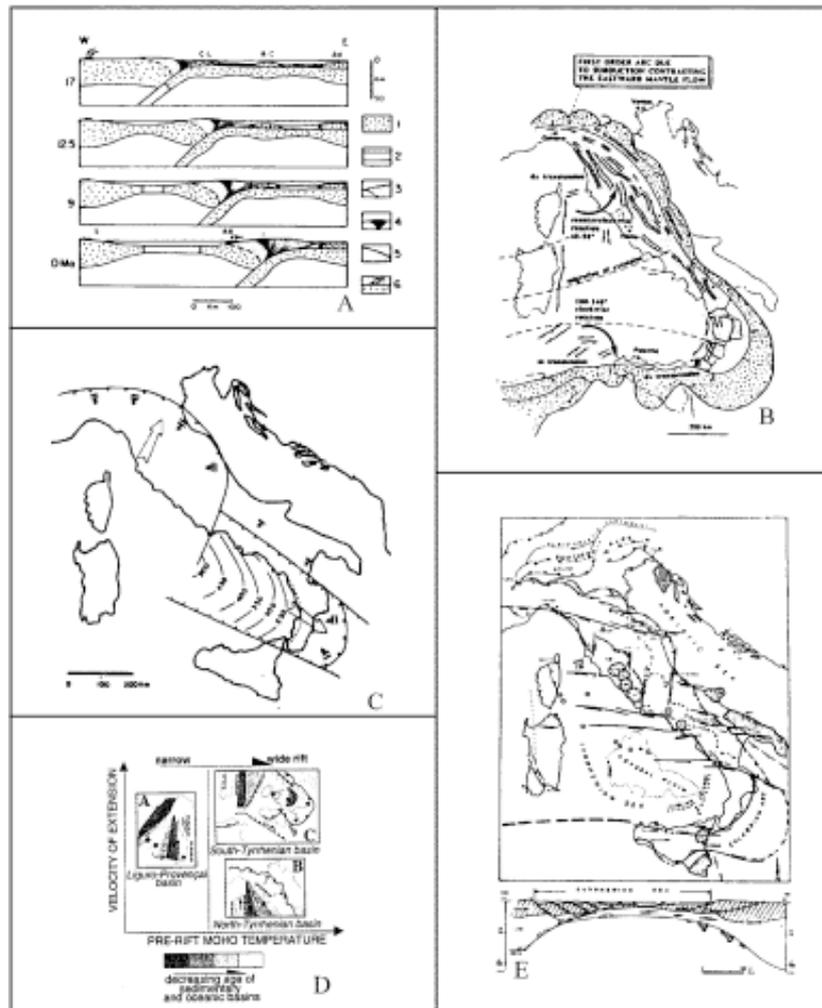


Figura 1.3. Principali modelli di evoluzione del sistema Tirreno - Appennino. A) Modello di Malinverno e Ryan (1986); B) Modello di Doglioni (1991); C) Modello di Patacca e Scandone (1989); D) Modello di Faccenna et al. (1997) E) Modello di Lavecchia (1988) e Lavecchia e Stoppa (1989).

Attraverso un processo di arretramento flessurale della placca adriatico - ionica in subduzione (Malinverno e Ryan, 1986; Royden et al., 1987; Patacca et al., 1992), il sistema orogenico subisce nel corso del tempo una migrazione verso i settori orientali, con conseguente impilamento di falde via via più giovani in direzione

dell'avampaese (*piggy-back sequence*) e progressiva incorporazione in catena dei sedimenti di avanfossa. Parallelamente, l'estensione nella zona di retroarco si manifesta come processo delocalizzato e non omogeneo, in migrazione verso Est. Accanto ai modelli che attribuiscono l'arretramento flessurale a uno sprofondamento passivo dello slab litosferico per effetto dello *slab-pull* (Patacca e Scandone, 1989; Faccenna et al., 1997) il modello di Doglioni (1991) prevede che l'arretramento della placca in subduzione (verso Ovest) al di sotto dell'Appennino sia dovuto invece, alla spinta esercitata su di essa dal flusso mantellico verso Est. Tale fenomeno distinguerebbe le catene in cui la subduzione avviene verso Ovest da quelle in cui si sviluppa verso Est, che sarebbero caratterizzate, a differenza delle prime, da elevata topografia e dal coinvolgimento di rocce profonde nei processi deformativi. Sono stati, infine, proposti dei modelli alternativi, secondo i quali i processi distensivi sarebbero legati esclusivamente al collasso gravitazionale della zona di imbricazione crostale (Carmignani e Kligfield, 1990) oppure rappresenterebbero la manifestazione locale (bacino di *pull-apart*) di una tettonica trascorrente E-W a larga scala tra le zolle africana ed europea (Lavecchia, 1988) o, infine, sarebbero legati a diapirismo astenosferico (Lavecchia e Stoppa, 1989) (fig. 1.3).

1.3 Il contributo del GPS nello studio della cinematica dell'area Mediterranea

Le misure di velocità geodetica se accoppiate con dati di sismicità, rappresentano un utile strumento per confermare e vincolare la tettonica a lungo-termine basata sul record geologico; in particolare, essi aiutano a validare i modelli cinematici per i margini di placca e il circuito globale delle placche (e. g. Norabuena et al, 1998; Avè Lallemand e Oldow, 2000; McCaffrey et al, 2000; Paul et al., 2001; Sella et al., 2002).

Anche nell'area Mediterranea, il rapido sviluppo delle moderne tecniche di geodesia spaziale negli ultimi due decenni ha apportato nuovi importanti dati che introducono vincoli significativi sui processi geologici attivi (e.g., Anzidei et al., 2001; Oldow et al., 2002; Battaglia et al., 2004; D'Agostino and Selvaggi, 2004;

Goes et al., 2004; D'Agostino et al., 2005; 2008; Serpelloni et al., 2005; Devoti et al., 2008).

I primi studi di velocità GPS utilizzavano reti globali ampie e diffuse (e.g., Larson et al., 1997), focalizzate solo sugli aspetti tettonici a larga scala (i.e., il movimento delle macro-placche, la rigidità intra-placca), oppure reti dense ma poco ampie, focalizzate solo su processi tettonici locali come ad esempio la deformazione lungo un particolare segmento di faglia (e.g., Anzidei et al., 1998). La difficoltà di legare reti a differenti scale investigative in un unico sistema di riferimento ha costituito un grosso ostacolo nella comprensione dei processi tettonici attivi lungo i margini diffusi di placca. Durante gli ultimi 10 anni, il rapido sviluppo delle tecniche GPS, soprattutto sotto la supervisione dell'International GPS Service for Geodynamics consortium (IGS; <http://igs.cb.jpl.nasa.gov>), e l'incremento delle reti globali a misurazione continua (e.g., EPN-EUREF, ASI, Regal, FredNet) ha apportato un notevole miglioramento nella determinazione della posizione delle stazioni riducendo lo spettro di rumore delle soluzioni e garantendo così un dato affidabile sullo spostamento di un punto nel tempo sul piano orizzontale e, seppur in misura minore, su quello verticale. Questo risulta fondamentale in aree caratterizzate da bassi tassi di deformazione, come il Mediterraneo centro-occidentale e la regione Europea (McClusky et al., 2003; Nocquet e Calais 2003), dove un'accurata stima dei parametri della deformazione crostale attiva richiede l'uso di stazioni permanenti (CGPS).

In Italia, molte stazioni CGPS sono gestite da compagnie private e istituti nazionali di ricerca, ma sono state costruite per differenti scopi (i.e., topografia, cartografia, telecomunicazione, monitoraggio della deformazione crostale, navigazione, etc...). Sfortunatamente, i siti che posseggono i requisiti necessari per le applicazioni geofisiche (configurazione del sistema antenna/ricevitore e qualità della monumentazione), e per i quali i dati grezzi sono disponibili on-line (Serpelloni et al. 2006), non sono abbastanza al momento per garantire una descrizione esaustiva del pattern di deformazione di zone così frammentate e tettonicamente complesse come il Mediterraneo centrale. Per questo motivo, l'uso di dati da stazioni GPS non permanenti (Epoch GPS; EGPS) collezionati attraverso un intervallo di tempo significativo (almeno 10 anni) tramite ripetute

campagne di misura, risultano ancora importanti per migliorare la risoluzione spaziale e temporale del campo deformativo nell'area di studio.

1.3.1 Il dibattito su Adria

La natura del blocco Adriatico, posto tra i margini delle placche Europea ed Africana, è oggetto di discussione da decenni. Adria viene considerata sia come microplacca indipendente, in particolare in studi di tipo sismologico e geodetico (Anderson e Jackson, 1987; Ward, 1994; Devoti et al., 2002; Calais et al., 2003; Battaglia et al., 2004; Serpelloni et al., 2005), che come promontorio della placca Africana, in studi a carattere geologico e paleomagnetico (Channell et al., 1979; Channell, 1996; Muttoni et al., 2001; Besse e Courtillot, 2002). I modelli cinematici delle placche a scala globale, come NUVEL1-A (DeMets et al., 1994), basata su dati geologici e geofisici, o REVEL (Sella et al., 2002), basato su recenti dati geodetici, non includono il movimento del blocco Adriatico, ma sostanzialmente presentano una differente stima della velocità delle due macroplacche (Eurasia and Africa) lungo il loro bordo comune.

Secondo i più recenti dati geodetici, il moto attuale di Adria prevede l'esistenza di due blocchi, Settentrionale e Meridionale, con cinematica indipendente, benché il loro significato crostale o litosferico non sia noto (Oldow et al., 2002; Calais et al., 2002; Battaglia et al., 2004; D'Agostino et al., 2008) (fig. 1.4 e 1.5). L'ambiguità nell'interpretazione derivante da dati geologici, oppure sismologici o geodetici, deriva dal fatto che i limiti della placca adriatica sono ancora non ben conosciuti e che il moto geologico di Adria non è ancora vincolato, tanto che, come detto in precedenza, non rientra nel dataset delle placche globali (e.g. Bird, 2003).

Le zone di deformazione di Adria coinvolgono la maggior parte della penisola Italiana, e molte delle stazioni GPS sono poste all'interno dei margini deformati appenninici e alpini che costituiscono i bordi della regione adriatica.

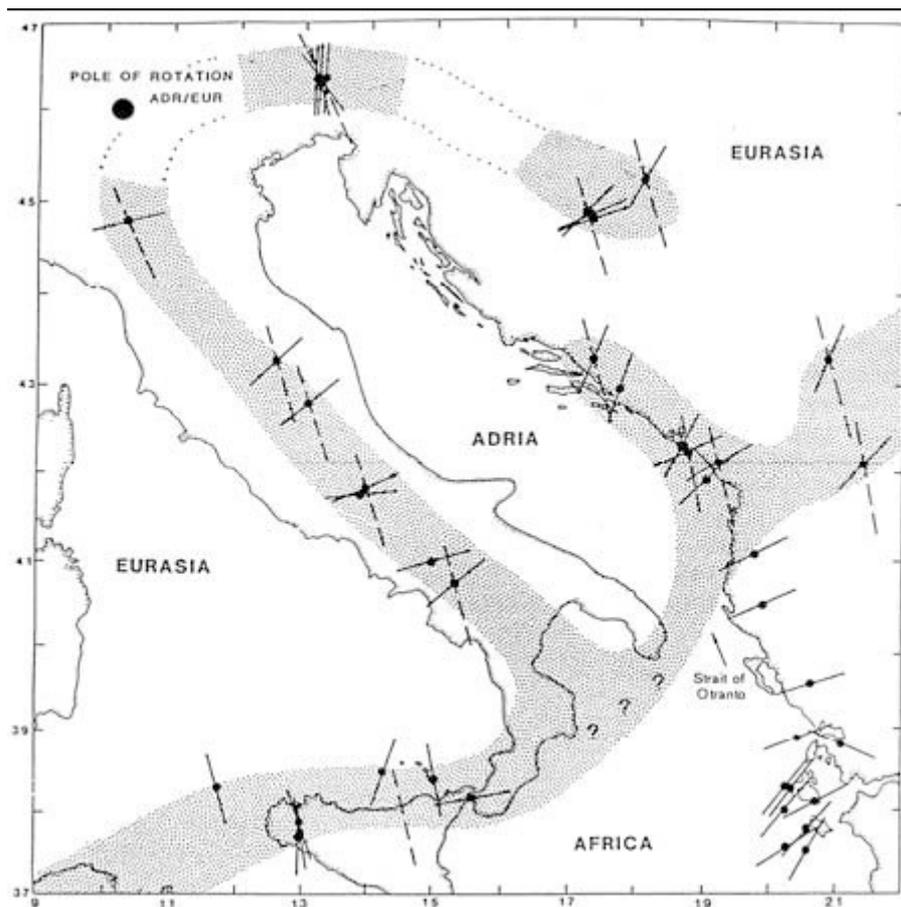


Figura 1.4. Anderson e Jackson (1987), tramite l'utilizzo dei vettori di slip di meccanismi focali nella zona Mediterranea, ipotizzano la presenza di una micro-placca (Adria), che si muove in modo indipendente dalla placca Africana e da quella Eurasiatica ruotando attorno ad un polo Euleriano localizzato in Pianura Padana.

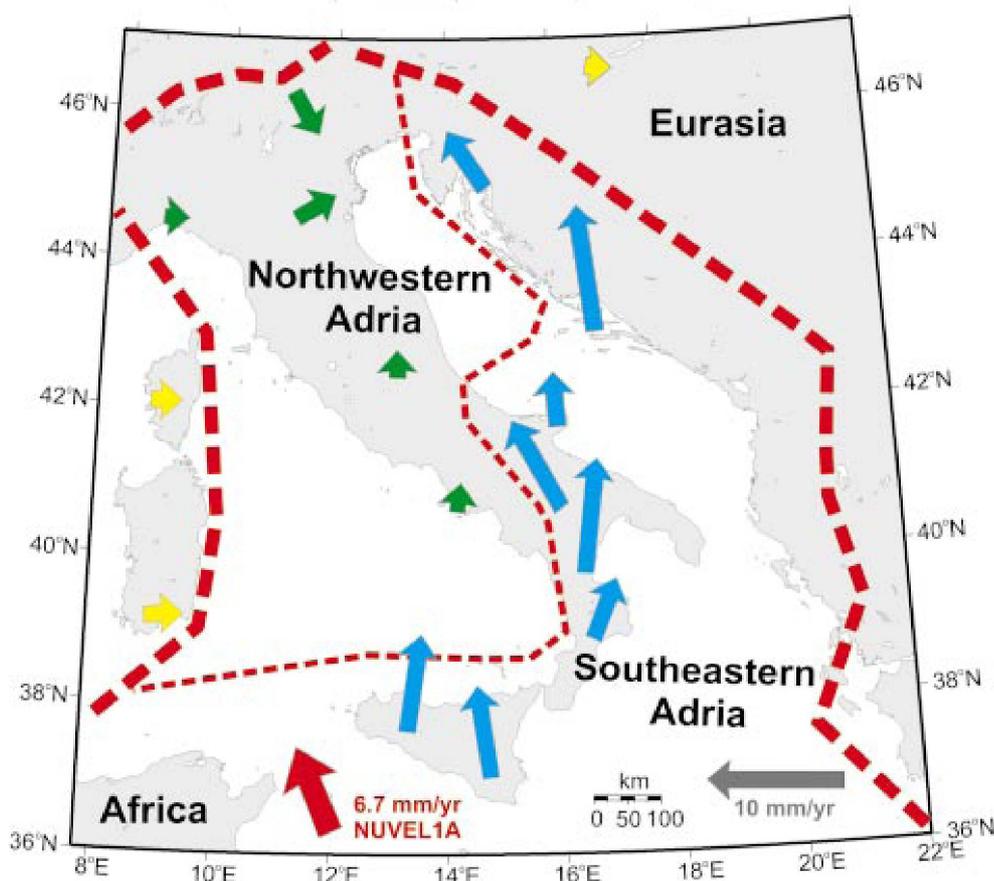


Figura 1.5. Modello di velocità per Adria che Oldow et al. (2002) calcolano in base a velocità GPS e con cui ipotizzano una separazione in due domini: nordoccidentale e meridionale.

Gli studi condotti sulla cinematica in Italia meridionale e in Sicilia tramite l'utilizzo di tecnologia GPS (Devoti et al., 2002; Hollenstein et al., 2003; Hunstad et al., 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Serpelloni et al., 2005; Ferranti et al., 2008; D'Agostino et al, 2008; Mattia et al., 2009) usando dati da stazioni continue, da stazioni temporanee, o da una loro interpolazione, evidenziano una grande variabilità interna negli spostamenti superficiali dell'area Peri Tirrenica meridionale (fig. 1.6).

Questi dati mostrano tassi di deformazione piccoli ma piuttosto stabili generalmente consistenti con gli studi geologici e sismologici concentrati nelle aree sismologicamente più attive della catena Appenninica, a cavallo della quale si registrano valori di estensione NE-SW da 2,5 a 5 mm/y (Hunstad et al., 2003). L'asse della catena Appenninica meridionale con il suo allineamento di sorgenti sismogenetiche che ne segue pressappoco l'andamento può considerarsi come un

confine principale tra due domini a differente comportamento cinematico: uno Adriatico, con movimento rispetto a Europa stabile verso NNE e uno Tirrenico con movimento verso NNW (Serpelloni et al., 2005). In un sistema di riferimento locale questi due domini vengono riconosciuti rispettivamente come traspressivo ed estensionale, sulla base del movimento delle stazioni GPS in avvicinamento/traslazione laterale, oppure in allontanamento rispetto al sito fisso di Matera (Ferranti et al., 2008). Gli assi di strain geodetico mostrano direzioni di estensione da NE-SW in Appennino meridionale a NW-SE in Calabria meridionale e nello Stretto di Messina (D'Agostino e Selvaggi, 2004; Serpelloni et al., 2005; Mattia et al., 2009) con tassi attorno ai 2 mm/a. Una blanda compressione, invece, viene rilevata in Puglia meridionale e tra la Puglia e la Grecia (Hollenstein et al., 2003) e in Gargano si registra una componente di movimento laterale destro all'altezza della linea delle Tremiti (Devoti et al., 2002). Questo settore dell'Adriatico centrale si ritiene costituisca la separazione tra i due domini di Adria, uno settentrionale con movimento solidale a Europa, e uno meridionale con movimento più affine al blocco Africano (Oldow et al., 2002). Il blocco settentrionale è caratterizzato da una rotazione antioraria rispetto a un polo collocato nelle Alpi occidentali, mentre quello meridionale avrebbe una rotazione oraria attorno a un polo sito in Grecia (D'Agostino et al., 2008). Dato comune a diversi studi è l'accomodamento della convergenza Africa – Europa lungo la fascia Tirrenica meridionale dove i dati GPS e gli studi sismologici confermano una convergenza tra le isole di Sicilia e Sardegna e tra la Sicilia e le isole Eolie con componente laterale destra (Ferranti et al., 2008; Mattia et al., 2008; 2009) che spiegherebbero circa il 50% della convergenza tra le due macroplacche (Serpelloni et al., 2005). In Sicilia interna, attraverso i Nebrodi e i Peloritani si registra estensione con assi orientati circa N-S e compressione negli Iblei (Hollenstein et al., 2003; Mattia et al., 2009; Serpelloni et al., 2005).

Il dibattito sull'origine e sullo stato tettonico e cinematico dell'Adria è tutt'ora aperto e riguarda, per la sua porzione meridionale (area peri-tirrenica meridionale), anche questo studio.

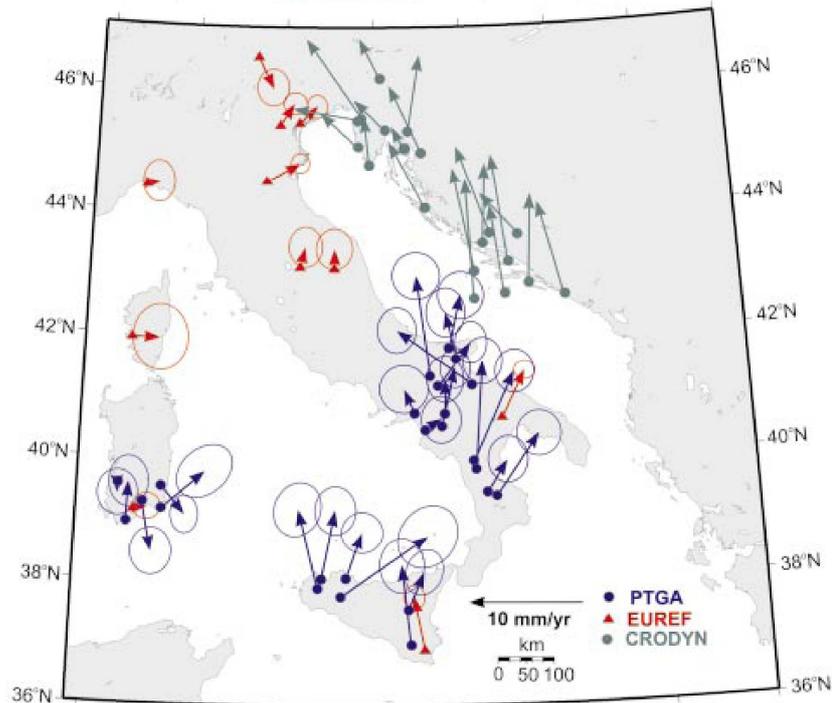


Figura 1.6. Velocità GPS dei siti PTGA; le ellissi sono al 95% di confidenza (da Oldow et al., 2002);

1.4 Assetto tettonico regionale nell'area peritirrenica meridionale

1.4.1 Sardegna

Il blocco sardo-corso ad ovest rappresenta un settore scollato e ruotato dell'avampaese Alpino che include un piccolo frammento delle Alpi occidentali in Corsica settentrionale (Alvarez; 1972; Montigny et al, 1981; Vigliotti e Langenheim, 1995). La collisione del blocco con il margine Adriatico avviene nel Miocene medio (Patacca et al., 1990). Da allora, in Sardegna e Corsica domina una tettonica estensionale legata al *rifting* del Tirreno (Assorgia et al, 1997; Casula et al, 2001). Nelle ultime fasi di traslazione-rotazione antioraria del blocco sardo-corso si è formata la Fossa Sarda, elemento strutturale allungato in senso N-S che caratterizza la fascia centro-occidentale della Sardegna. Questa fossa, corrispondente ad un bacino di sedimentazione, si è formata per una marcata tettonica di tipo distensivo (connessa cioè alla traslazione del blocco) che ha

favorito un'intensa attività vulcanica, com'è dimostrato dalla vasta distribuzione in tale settore della Sardegna di materiali vulcanici e vulcanogenici, intercalati nelle rocce sedimentarie. In tempi ancora più recenti, nel Plio-Quaternario (all'incirca tra 5 e 2 Ma), una nuova fossa tettonica si forma tra il Golfo di Cagliari e il Golfo di Oristano noto con il nome di Graben del Campidano, struttura che si crea in parziale sovrapposizione con la precedente Fossa Sarda. In questa nuova depressione si sono depositati almeno 500 m di sedimenti prevalentemente continentali. Il Graben è bordato a ovest da faglie normali ad orientazione NW-SE ed est immergenti quali la Faglia di Sinis nel tratto più settentrionale e quella di Sarroch nel tratto meridionale, e a est dalla faglia antitetica di Fangario e di Monastir (Casula et al., 2001) (fig. 1.7). Al momento questi settori sono considerati stabili e asismici.

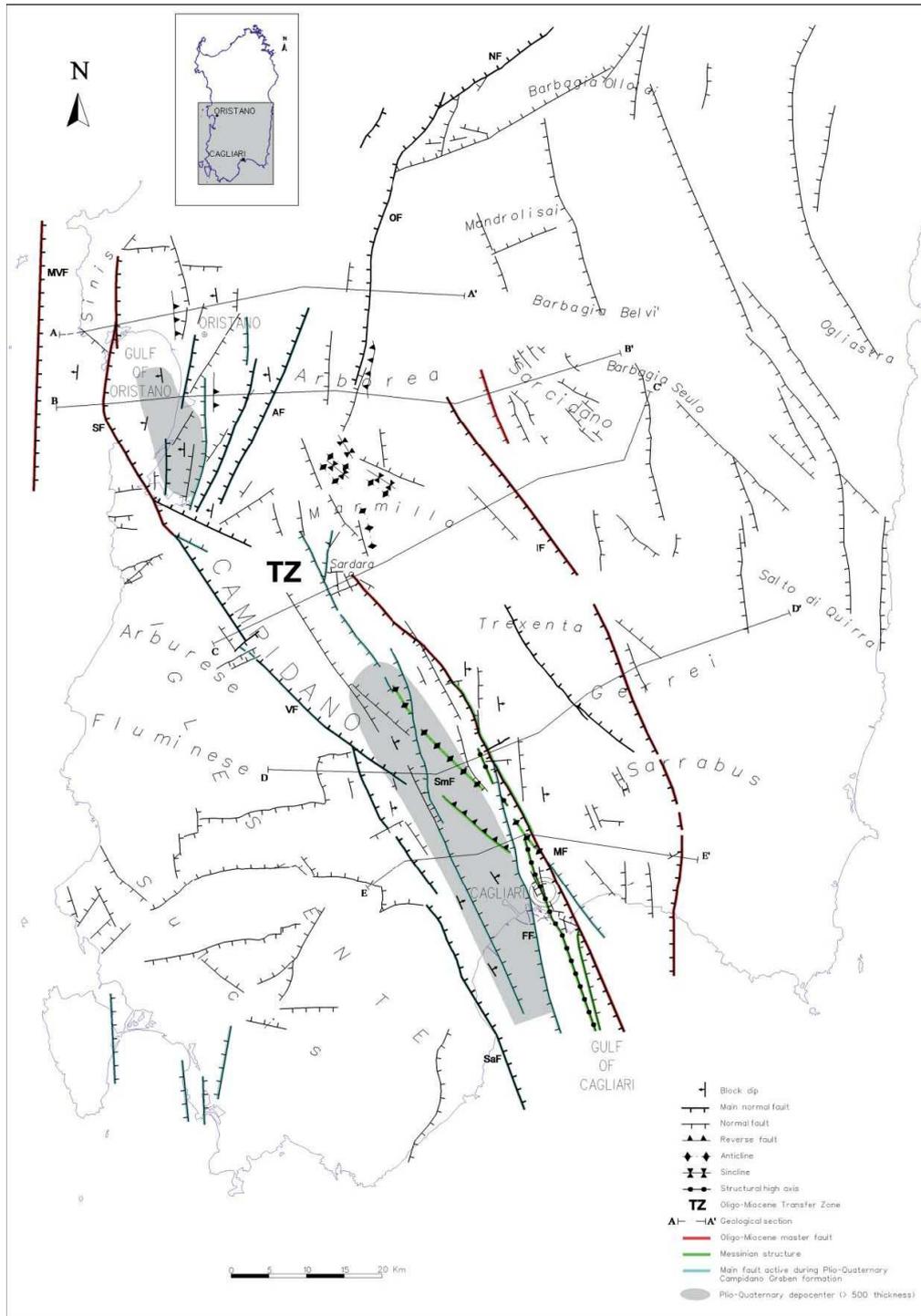


Figura 1.7. Assetto strutturale della Sardegna meridionale. FF: faglia di Fangario; SaF: faglia di Sarroch; MF: faglia di Monastir. (da Casula et al., 2001)

1.4.2 Sicilia

In Sicilia sono esposti tutti i domini strutturali della catena collisionale

Siculo - Maghrebide che è una porzione dell'orogene alpino (Ben Avraham et al., 1990). Da sud a nord, questi sono rappresentati dall'avampaese Ibleo, dall'avanfossa di Gela - Catania e dalla catena Siculo - Maghrebide (fig. 1.8). La catena Appenninico - Maghrebide in Sicilia rappresenta un sistema a pieghe e sovrascorrimenti che si è propagato verso E e S nel corso del Miocene-Quaternario (Catalano et al, 2000) ruotando in senso orario fino a 120° durante le fasi di imbricazione (Channell et al, 1990). Durante il Pliocene e il Quaternario la propagazione del sistema di sovrascorrimenti verso sud (Torelli et al, 1998; Lickorish et al, 1999) è accompagnata da una dislocazione da transtensiva a trasgressiva nel nord della Sicilia (Oldow et al., 1990). Estensione e compressione si sono alternati sul margine settentrionale, e gli half-graben terziari nell'offshore hanno subito una parziale inversione tettonica (Catalano et al, 2000; Pepe et al, 2005).

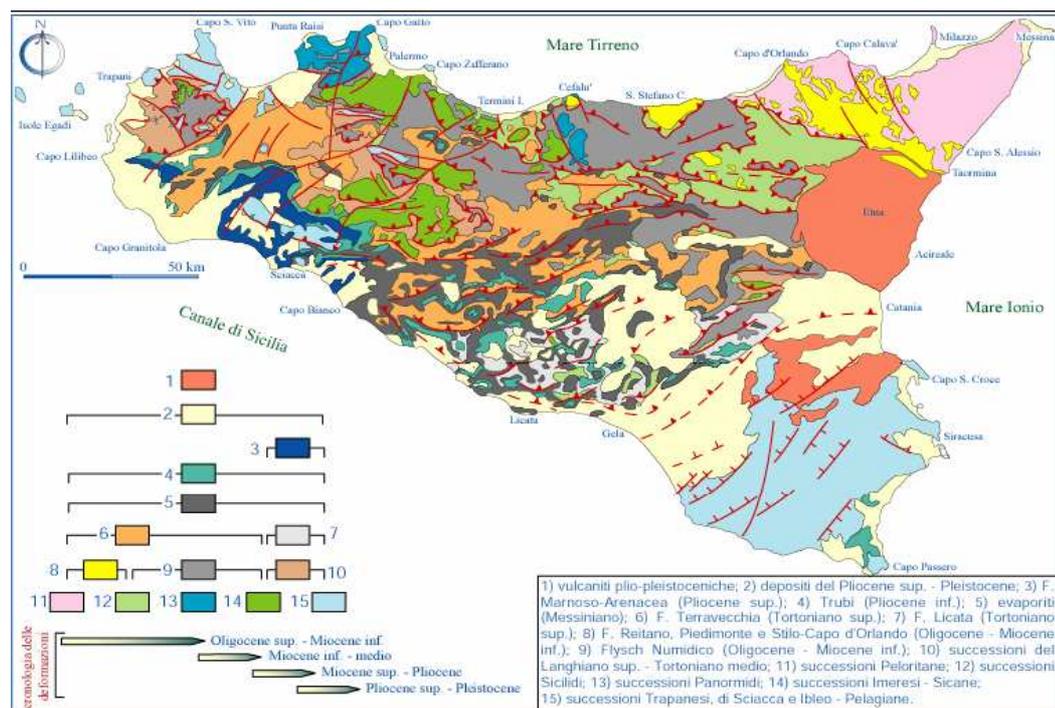


Figura 1.8. Schema geologico strutturale della Sicilia (da Giunta et al., 2001)

1.4.2.1 Sicilia sud orientale

La Sicilia sud-orientale è caratterizzata essenzialmente dal *foreland* Ibleo, che rappresenta il margine settentrionale della crosta continentale Africana. Il *foreland* è stato debolmente deformato durante l'orogenesi appenninica e continua

oggi a mostrare un moderato sollevamento e una tettonica estensionale (Ben-Avraham and Grasso, 1990; Adam *et al.*, 2000). Esso è costituito da più di 6 km di sedimenti di piattaforma carbonatica (Bianchi *et al.*, 1987) e livelli sottili di marne con intercalazioni diffuse di vulcanite mafiche Plio-Pleistoceniche.

Sebbene durante il Quaternario l'avampaese abbia subito tettonica estensionale espressa tramite faglie normali ad alto angolo, strutture compressive, trascorrenti e faglie inverse sono abbastanza comuni nell'intera area (Ghisetti and Vezzani, 1980). A nord, nell'avanfossa Gela - Catania, il margine dell'avampaese è ribassato sotto il fronte della catena Appenninico - Maghrebide da un sistema di faglie ad orientazione NE-SW (Lentini *et al.*, 1990; Torelli *et al.*, 1998; Yellin-Dror *et al.* 1997).

Nell'offshore orientale, l'avampaese Ibleo termina con il sistema di faglie della scarpata di Malta, un pendio sottomarino relativamente ripido che si inabissa del Mar Ionio fino a 3000 m di profondità (fig. 1.9). Regionalmente, la scarpata si estende per più di 300 km ed è l'evidenza morfologica di un sistema di faglie normali orientate NNW-SSE immergenti a ENE, che si sovrappongono al primitivo margine continentale tra crosta iblea spessa e crosta ionica assottigliata (Catalano *et al.*, 2001). In particolare lungo la costa Ionica si riconoscono i segmenti normali di faglia che costituiscono il ramo più meridionale del Rift Siculo - Calabro (Monaco e Tortorici, 2000). La struttura si sviluppa a mare, con orientazione NNW-SSE, nelle aree antistanti Augusta e Siracusa (Faglia orientale ed Occidentale in Bianca *et al.*, 1999) per poi entrare a terra, dove è rappresentata dalla Faglia di Avola e dal Sistema di Pozzallo - Ispica - Rosolini, orientati NE-SW. Il rift Siculo - Calabro verso nord si estende fino alla Calabria, attraversa la fascia collisionale, ed è caratterizzato da movimenti obliqui destri lungo le direttrici NNW-SSE e prevalentemente normali lungo le faglie orientate NE-SW (Monaco e Tortorici, 2000), accomodando l'intera deformazione estensionale misurata da dati geodetici (D'agostino e Selvaggi, 2004). Esistono però pareri contrastanti circa la continuità tra scarpata di Malta e faglie normali della Calabria meridionale (Argnani *et al.*, 2009).

Il settore orientale dell'Altopiano Ibleo è frammentato da due principali depressioni, il Bacino di Augusta e il Bacino di Floridia (fig. 1.9). Il primo è

confinato da faglie normali ad orientazione NNW-SSE, che si sviluppano per una lunghezza di circa 30 km. Le analisi cinematiche condotte lungo le faglie bordiere (Adam et al., 2000) hanno evidenziato anche la presenza di strie relative a movimenti sinistri. Il bacino di Floridia è invece bordato da faglie normali orientate NW-SE, anch'esse sviluppate per circa 30 km e caratterizzate da scarpate rettilinee lungo le quali si riconoscono piani con due generazioni di strie, che indicano movimenti normali sinistri (Ghisetti e Vezzani, 1980).

Sul lato occidentale, l'avampaese Ibleo è influenzato da un'altra importante zona di faglia nota come "Scicli - Ragusa" (fig. 1.9), formata dalla linea Scicli - Ragusa e dal sistema di faglie di Comiso - Acate, strutture considerate attive a partire dal tardo Miocene (Grasso and Reuther, 1988). Il sistema comprende due bacini estensionali orientati NE-SW (Graben di Scordia - Lentini e Graben di Marina di Ragusa) e la zona di taglio destra orientata NNE-SSW (linea di Scicli). Lungo questo allineamento si sono registrati movimenti compatibili con un'estensione orientata circa NW-SE, contrastante con il quadro geodinamico della convergenza Africa - Europa ma –probabilmente dovuti alla flessione sotto la catena. In seguito, gli elementi del Sistema della Linea di Scicli sono stati interessati da una diffusa inversione tettonica positiva, manifestatasi con movimenti sinistri lungo la Faglia di Scicli associati a movimenti inversi lungo i bordi dei due graben marginali a nord (Catalano et al., 2007; Romagnoli et al., 2008). L'inversione tettonica tardo quaternaria ha inoltre prodotto sistemi di pieghe particolarmente sviluppate lungo il margine sud-orientale del Plateau Ibleo, nella zona tra Noto e Ispica.

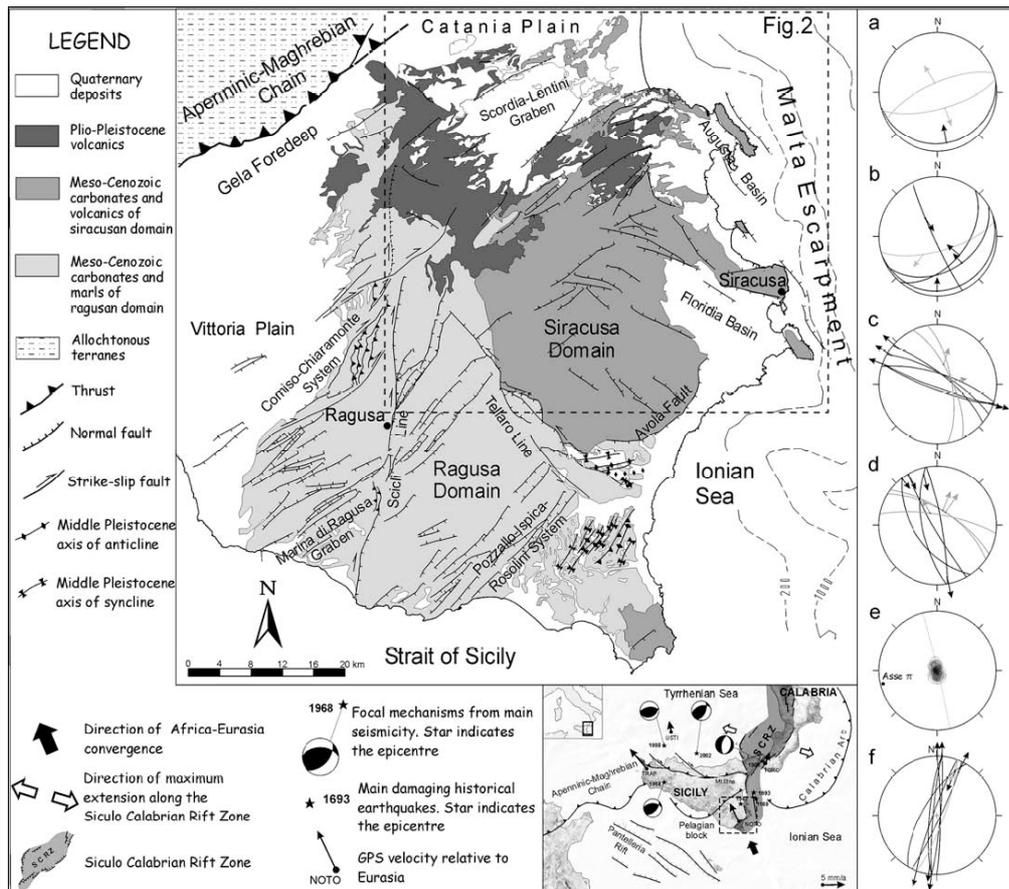


Figura 1.9. Schema geologico – strutturale della Sicilia sud-orientale. Il riquadro mostra il fronte della catena Appenninico - Maghrebide, le principali faglie Quaternarie e la sismicità del Mediterraneo centrale (Romagnoli et al., 2008).

1.4.2.2 Sicilia nord occidentale

La catena Maghrebide siciliana più occidentale deriva dalla collisione cenozoica tra il margine continentale nord africano e il blocco sardo-corso. Le unità tettoniche derivanti dalla deformazione del margine settentrionale della placca africana presentano una polarità di sovrascorrimento verso sud ed una dimensione chilometrica (Ogniben, 1960; Scandone et al., 1974; Catalano et al., 1979; Catalano e D'Argenio, 1982; Broquet et al., 1984; Oldow et al., 1990; Nigro e Renda, 2000; Catalano et al., 2006).

Esse sono stati progressivamente coinvolti nella deformazione compressiva a partire dal Miocene superiore (Broquet et al., 1966; Grandjacquet e Mascle, 1978; Giunta, 1985; Nigro e Renda, 2000; Catalano et al., 2006). La costruzione della catena è stata accompagnata nei settori più interni da processi estensionali

realizzati prevalentemente attraverso riattivazione negativa delle superfici di sovrascorrimento (Giunta et al., 2000a).

I processi di assottigliamento crostale che a partire dal Miocene superiore hanno condotto alla formazione del Bacino Tirrenico sarebbero stati accoppiati durante il Pliocene, nel settore sud-tirrenico prospiciente la costa settentrionale della Sicilia, ad un regime tettonico trascorrente (Boccaletti et al., 1982; Finetti e Del Ben, 1986; Gueguen et al., 1998) che ha causato l'attivazione di un'ampia fascia di taglio trascorrente destro orientata circa E-W. Il limite settentrionale di quest'ultima si estende da Ustica alle Eolie, mentre il più meridionale corre lungo il Canale di Sicilia; la zona di taglio comprenderebbe alcune strutture di primo ordine tra cui la Linea Kumeta - Alcantara (Ghisetti e Vezzani, 1984) che si estenderebbe per oltre 300 km dai Monti di Trapani fino al Monte Etna, sebbene la sua continuità sia dibattuta. I due suddetti sistemi di faglie costituiscono i limiti discreti, settentrionale e meridionale, della zona di cerniera tra la porzione sommersa (Basso Tirreno) ed emersa (Sicilia settentrionale) della catena Maghrebide siciliana.

La griglia di faglie recenti che caratterizza tale fascia di deformazione può essere suddivisa in tre famiglie, sulla base delle caratteristiche geometriche e cinematiche: 1) faglie orientate circa da NO-SE, transtensive destre, a O-E, sia transtensive che transpressive destre, 2) faglie orientate circa N-S, principalmente transtensive sinistre, 3) faglie orientate circa NE-SO, con cinematica da transpressiva sinistra ad inversa (Giunta et al., 2001; Nigro e Renda 2000; Avellone et al., 2010).

Alcuni segmenti delle faglie riconosciute lungo la catena siciliana nord occidentale, tra i Monti di Palermo e le Isole Egadi possono essere ritenuti attivi per il coinvolgimento nella deformazione dei depositi marini e continentali del Pleistocene superiore. Esempi di faglie che dislocano i depositi marini tirreniani e quelli continentali del Pleistocene superiore sono osservabili nei Monti di S. Vito e di Palermo (fig. 1.8).

Strutture di primo ordine sono ben rappresentate in terra da faglie orientate circa NO-SE (fig. 1.10). Tra queste le principali sono le faglie di Marettimo, Trapani, San Vito e Palermo (Finetti e Del Ben, 1986; Giunta et al., 2001; Avellone 2010).

Altre strutture di rango inferiore affiorano in tutta la Sicilia nord-occidentale; nel complesso presentano diverse orientazioni e sono cinematicamente compatibili con le strutture di primo ordine

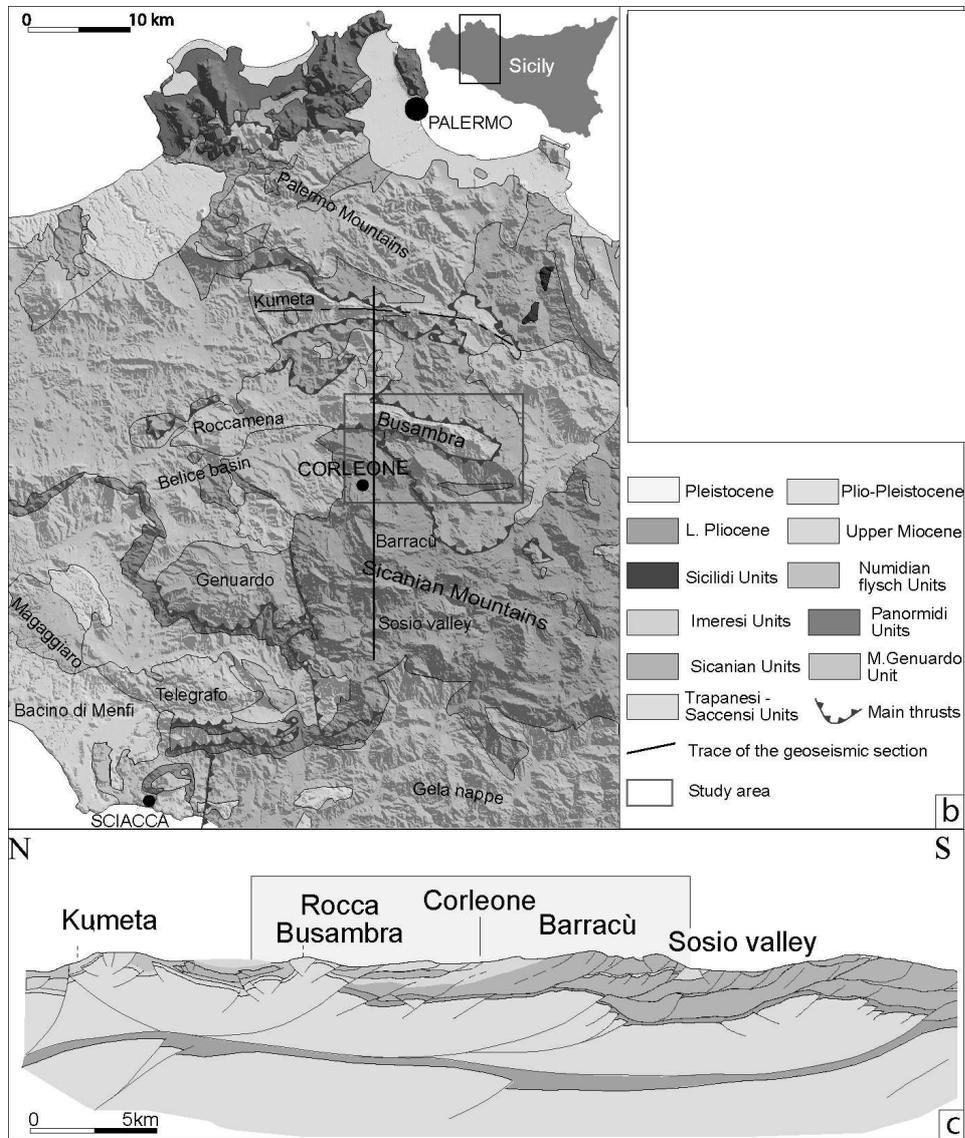


Figura 1.10. b) Carta strutturale della regione dei Sicani, con ubicazione della traccia del profilo in figura 1.10c. c) Profilo geologico attraverso le anticlinali di Kumeta e Busambra. (Basilone et al., 2009)

La stessa fascia di deformazione traspressiva investe l'area più a sud con l'anticlinale di Rocca Busambra (equivalente del Monte Kumeta) il cui sollevamento e inversione degli originali rapporti geometrico strutturali è da imputarsi all'intervento di faglie inverse con componente trascorrente ad alto

angolo che si originano dai livelli più profondi. (Avellone et al., 2010; Basilone et al., 2009; Mauz e Renda 1995) (fig. 1.10 b, c).

La traspressione sembra ancora attiva in quest'area dove è localizzata la sequenza sismica del Belice del 1968. I dati sismologici e geologici disponibili non consentono di riconoscere specifiche strutture sismogenetiche, nonostante si tratti dei terremoti strumentali più violenti conosciuti in Sicilia occidentale. L'interpretazione dei dati sismologici ha portato alla formulazione di modelli diversi. Michetti et al. (1995), sulla base di analisi paleosismologiche, hanno ipotizzato la presenza di strutture trascorrenti destre considerate come il proseguimento in terra della zona di taglio N-S del Canale di Sicilia. Monaco et al. (1996), invece, hanno associato gli eventi del 1968 a rotture multiple lungo una rampa di thrust cieco sotto la sinclinale del Belice.

1.4.3 Appennino meridionale

La catena Appenninica meridionale è un segmento Neogenico post-collisionale del sistema convergente Africa - Europa avente direzione circa NW-SE. Compressione in Appennino e estensione nel Bacino Tirrenico sono coesistite dal Tortoniano al tardo Quaternario (Patacca et al., 1990). Circa 800 mila anni fa un cambio geodinamico avviene in Appennino meridionale e la tettonica compressiva viene sostituita da un nuovo regime tettonico caratterizzato da estensione, tutt'oggi attiva, orientata NW-SE lungo tutta la catena (Hippolyte et al., 1994).

L'area Tirrenica è caratterizzata da crosta oceanica e crosta continentale assottigliata, e rappresenta il bacino di retro arco apertosi in fase estensionale al margine del sistema Appenninico nel tardo Tortoniano (Malinverno e Ryan, 1986; Patacca et al., 1990).

La catena Appenninica è formata da un sistema di duplex carbonatici profondi tettonicamente coperti da una spessa coltre di falde NE vergenti scollatesi dai domini di piattaforma e bacino esistenti (Patacca e Scandone, 2001).

Completano il sistema Appenninico meridionale una zona di avanfossa ubicata nell'area Bradanica che corrisponde alla flessurazione sviluppatasi al fronte della

catena e riempita di depositi Plio-Pleistocenici, e l'avampaese Apulo, formato da carbonati Mesozoico-Terziari e evaporiti Triassiche sedimentati su depositi misti carbonatici e silicoclastici del Paleozoico.

L'Appennino meridionale ha subito una compressione diretta verso la regione Apula e una coeva rotazione antioraria fino ed oltre i 60° (Mostardini e Merlini, 1986; Gattaceca e Speranza, 2002). Il raccorciamento è iniziato nel tardo Oligocene e si pensa sia terminato nella sua porzione frontale durante il Pleistocene inferiore (Patacca et al, 1990; Patacca e Scandone, 2001). Un raccorciamento profondo è continuato durante il Quaternario nel settore ionico della parte frontale dell'orogene, e ha causato un rapido sollevamento in superficie (Ferranti e Oldow, 2005; Ferranti et al., 2009; Santoro et al., 2009; Caputo et al., 2010).

Nella porzione più interna (occidentale) dell'Appennino meridionale strutture Mioceniche compressive sono tagliate da faglie normali a basso angolo Plioceniche e da faglie Quaternarie ad alto angolo il cui vettore di slip è ortogonale alla catena. (Hippolyte et al, 1994; Ferranti e Oldow, 1999; Monaco e Tortorici, 2000).

Ad est, il settore Apulo del margine Adriatico fa da avampaese alla catena Appenninica durante la convergenza Miocenico-Pleistocenica. Come per l'avampaese Ibleo in Sicilia, l'Apulia con la sua estensione a mare non sfugge alla deformazione, ma anzi è sottoposta a piegamento e fagliazione traspressiva Miocenica-Quaternaria, in particolare nel settore settentrionale garganico (De Alteriis, 1995; Bertotti et al, 2001), e ad uplift differenziale nel Pleistocene (Ferranti e Oldow, 2005).

1.4.3.1 Margine Tirrenico

Nella porzione occidentale dell'orogene, la migrazione del fronte distensivo alle spalle della catena ha determinato la frammentazione della crosta superficiale che è stata accomodata da faglie normali e transtensive sinistre attive nel Pleistocene inferiore. A partire dal Pleistocene medio, la deformazione è stata caratterizzata da distensione NE-SW nella porzione assiale della catena in sollevamento, lungo faglie normali ad alto angolo orientate NW-SE.

Le faglie normali più giovani si sviluppano nel settore assiale Molisano Campano Lucano dai Monti del Matese occidentale ai Picentini - Marzano alla Valle del Noce attraverso il Vallo di Diano. L'estensione NE-SW si esplica con lo sviluppo di numerosi graben (e.g. Boiano, Mercure, Vallo di Diano, Val d'Agri, Melandro-Pergola) (figg. 1.11, 1.12, 1.13) delimitati da sistemi di faglie normali (BBFS: Boiano Basin Fault System; VAFS: Val D'Agri Faul System; MMFS: Monti della Maddalena Fault System e VDFS: Val Di Diano Fault System) (figg. 1.11, 1.12, 1.13) e riempiti di sedimenti continentali Medio Pleistocenici (Cinque et al., 1993; Cello et al., 2003; Di Bucci et al., 2004; Maschio et al., 2005).

In prossimità del margine Tirrenico, in Campania occidentale, un secondo set di faglie “antiappenniniche” dirette NE-SW disseca la porzione interna nell'Appennino meridionale, bordando, insieme al sistema appenninico, bacini in subsidenza riempiti di sedimenti clastici, come la piana Campana e la piana del Sele. (Amato et al., 2001; Cinque et al., 1993).

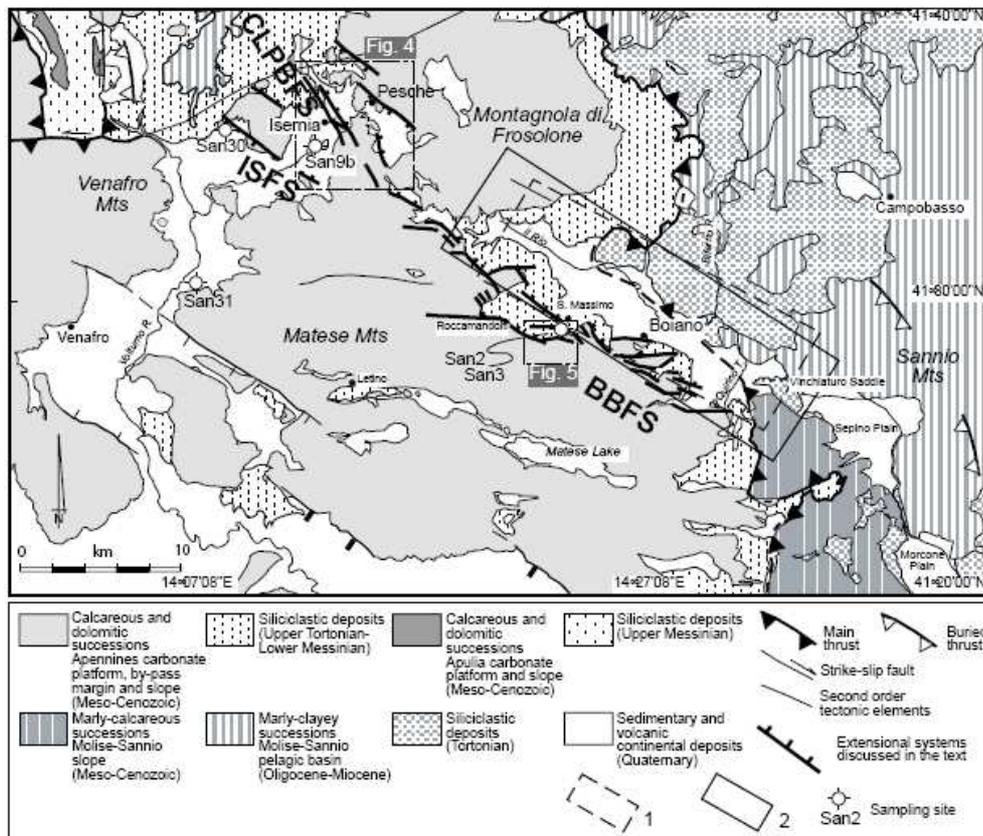


Figura 1.11. Mappa schematica dell'area di Isernia con il Bacino di Boiano e la BBFS: Boiano Basin Fault System (da Di Bucci et al., 2004).

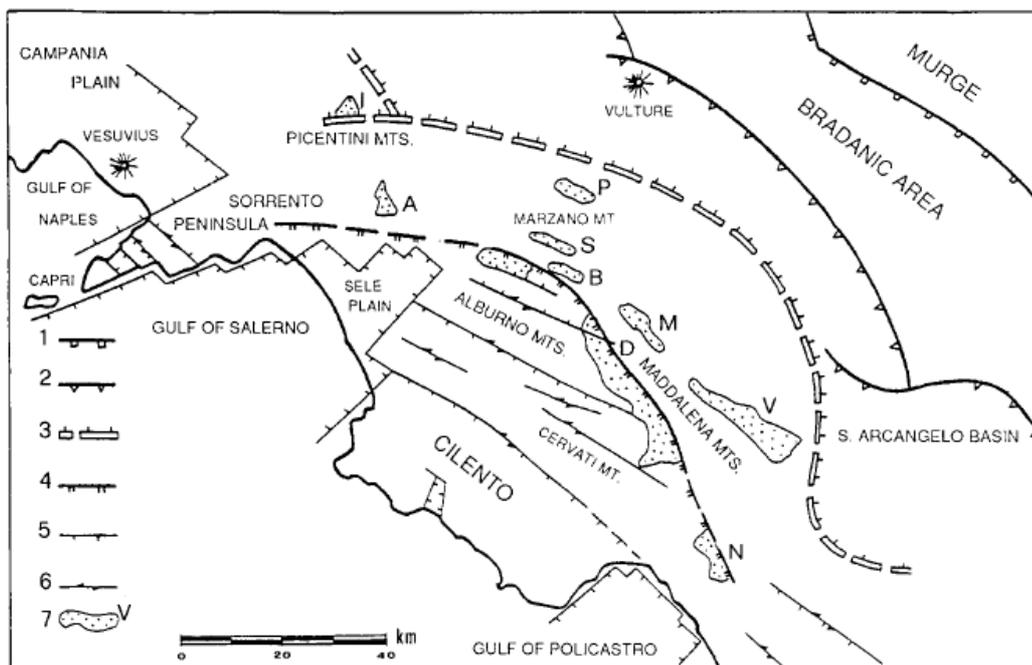


Figura 1.12. Schema morfostrutturale dell'Appennino Campano-Lucano. V: Val D'Agri, D: Vallo di Diano (da Cinque et al., 1993).

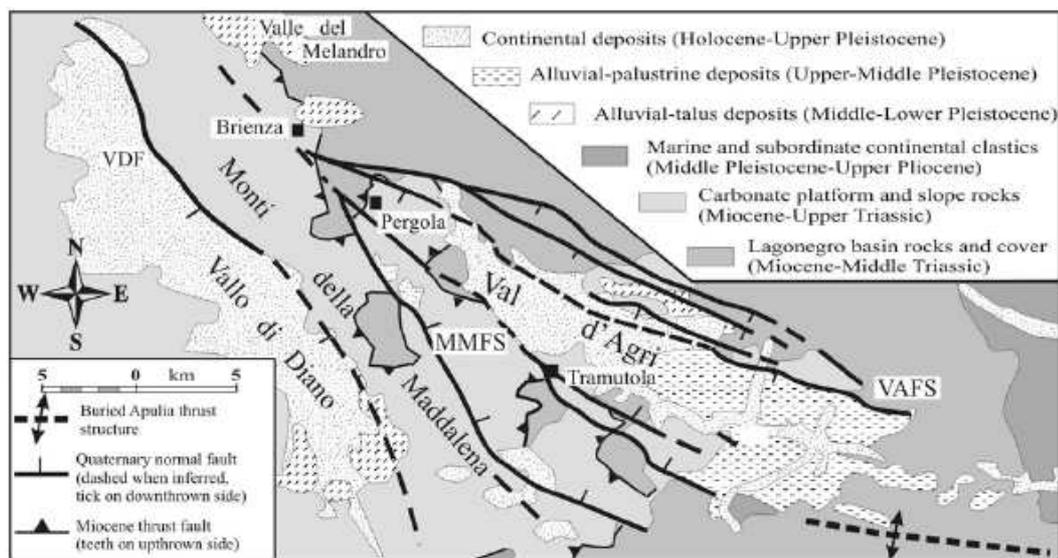


Figura 1.13. Schema strutturale della Val d'Agri con i sistemi VAFS: Val d'Agri Fault System e MMFS: Monti della Maddalena Fault System (da Maschio et al., 2005).

1.4.3.2 Gargano

Il promontorio del Gargano è un alto strutturale dell'avampaese Apulo che si estende nel Mar Adriatico in direzione anti appenninica, ed è costituito da 3-4 km di carbonati Meso-Cenozoici coperti nelle aree meno elevate da sedimenti

calcarenitici Mio-Pliocenici e da conglomerati Pleistocenici (Spalluto et al., 2005; Casolaro et al., 2000).

A scala regionale il promontorio definisce un'anticlinale con asse circa N60° ed è attraversato da due sistemi principali di faglie. Il primo è un sistema di faglie trascorrenti dirette E-W che bordano il promontorio a nord e a sud, tra cui le faglie di Mattinata e di Rignano a sud; il secondo è un sistema più diffuso di faglie inverse orientate NW-SE (fig. 1.14). Le relazioni di intersezione tra i due set di faglie dimostrano che il secondo sistema è geneticamente legato e controllato dal primo (Brankman e Aydin, 2004). Il movimento laterale lungo il sistema di faglie di Mattinata è ancora fonte di dibattito, gli studi recenti ritengono, su basi geomorfologiche e paleosismologiche che ad un antico movimento di tipo sinistro Mio-Pliocenico sia poi subentrato un movimento di tipo destro più recente (Piccardi et al., 1998; Tondi et al., 2005).

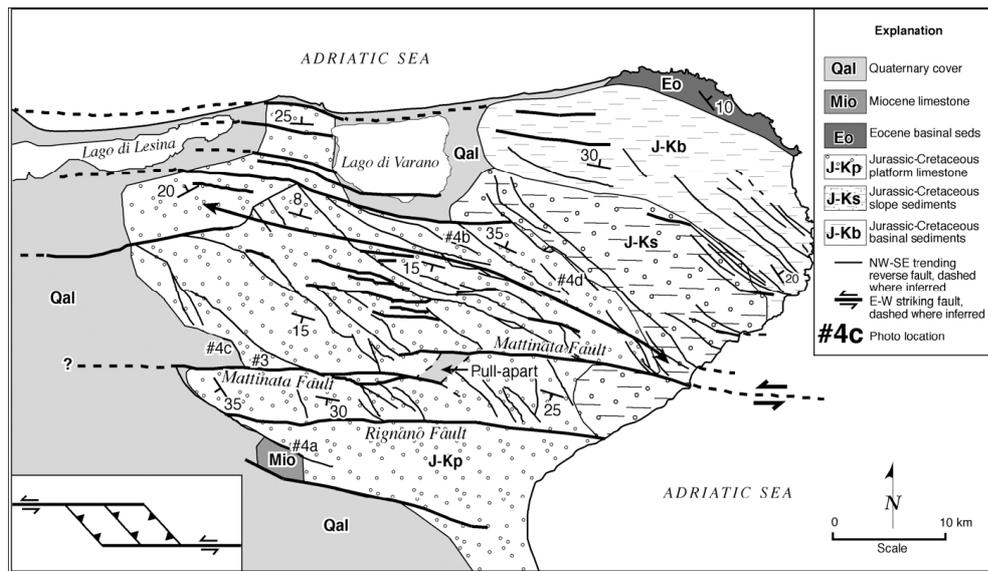


Figura 1.14. Mappa delle faglie nel promontorio del Gargano. (Da Brankman e Aydin, 2004)

1.4.3.3 Calabria Jonica settentrionale

In questa regione l'architettura geologica consiste di rocce cristalline Paleozoiche e relativi sedimenti Meso-Cenozoici di avansarco delle unità Calabridi che affiorano a sud della Sila, e di rocce sedimentarie Meso-Cenozoiche della piattaforma Appenninica e dei bacini Liguridi e Sicilidi che si trovano a nord della catena del Pollino (fig. 1.15). In seguito all'impilamento tardo Oligocenico-

Pliocenico di queste unità tettoniche (Bonardi et al., 2001; Patacca e Scandone, 2001), l'area fu poi riempita da depositi terrigeni marini, del Pleistocene inferiore e forse del Pliocene superiore, (Colella and Cappadona, 1988), e da depositi marini e continentali Pleistocenici e Olocenici (Cucci and Cinti, 1998; Cucci, 2004).

Il contatto Mio – Pliocenico a basso angolo tra il cristallino e le rocce sedimentarie è stato successivamente tagliato da faglie Quaternarie ad alto angolo trascorrenti ed estensionali (fig. 1.15): Pollino – Castrovillari (Cinti et al., 1997), Rossano – Corigliano (Galadini et al., 2000, Cucci 2004, Molin et al., 2004), Cecita – Laghi (Galli e Bosi 2003), Avena – Lauropoli (Cucci 2004), San Nicola – Rossano (Van Dick 2000, Tansi et al., 2007), Sibari (Del Ben et al., 2007).

Inoltre la catena del Pollino è tagliata da una zona a faglie NW-SE sub parallele tra loro (Catalano et al., 1993; Ferranti et al., 2009) (fig. 1.15) (da nord a sud: Civita, Satanasso, Saraceno, Valsinni and Canna shear zones), che mostrano evidenza di movimento trascorrente sinistro durante il Pleistocene inferiore e Medio (Catalano et al., 1993; Monaco et al., 1998). Secondo gli AA. citati queste strutture sostituiscono il movimento del fronte della catena in risposta ad un coinvolgimento nel raccorciamento della crosta Apula più spessa.

La Civita shear zone (CVSZ) borda il Pollino a sud est, dove termina la faglia di Pollino – Castrovillari. La Saraceno shear zone (SCSZ), forma il bordo settentrionale del Pollino alla transizione con il bacino di Sant'Arcangelo ed insieme alla Satanasso shear zone (STSZ) forma la Amendolara shear zone (AMSZ). La Canna shear zone (CSZ) e la Valsinni shear zone (VSZ) definiscono la direzione NNW dell'alto di Valsinni che borda a nordest il bacino di Sant'Arcangelo (Ferranti et al., 2009).

La componente del raccorciamento recente si ha con thrust e pieghe associate alla principale zona di shear e può essere associato ad una generazione giovane di pieghe (fig. 1.15) che si trovano sia nel bedrock Miocenico (Cesarano et al., 2002) che nei depositi del Pleistocene inferiore – medio che riempiono il bacino di Sant'Arcangelo (Casciello et al., 2000) e il lato nord della piana di Sibari (Hippolyte et al., 1992). Alcune evidenze geomorfologiche e strutturali del raccorciamento post – Pleistocene medio sono state riportate lungo il fronte

dell'Appennino meridionale e nell'avanfossa (Pieri et al., 1997; Bianca and Caputo, 2003), ma i tassi e le modalità di questa recente compressione sono ancora poco chiari.

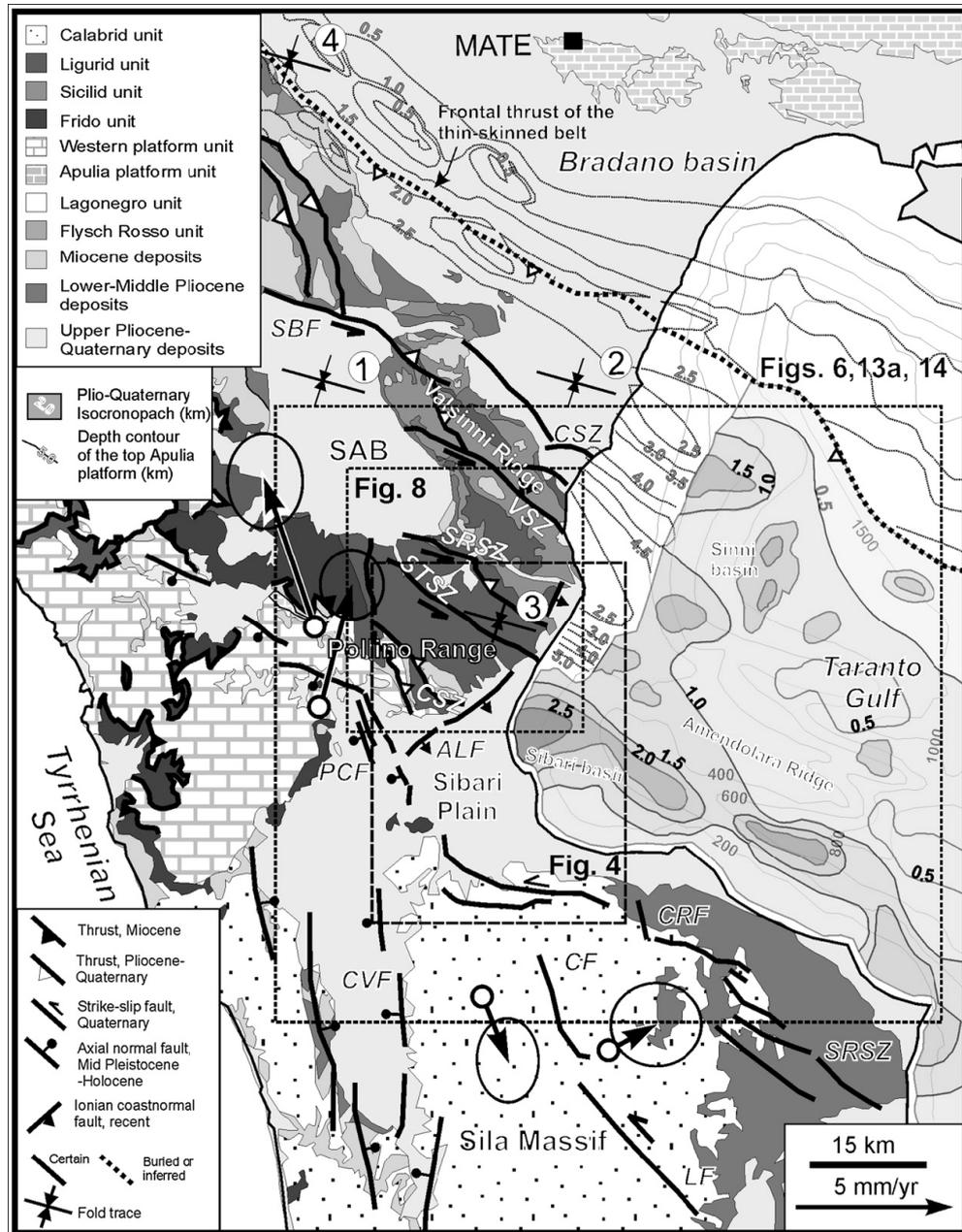


Figura 1.15. Schema strutturale della Calabria Jonica settentrionale (da Ferranti et al., 2009).

1.5 Conoscenze sulla deformazione attiva nell'area peri-tirrenica

1.5.1 Estensione in Italia meridionale

In Appennino meridionale e in Calabria, faglie normali ad alto angolo attive sono concentrate lungo la dorsale montuosa (Valensise e Pantosti, 2001; Maschio et al., 2005). I terremoti sono di tipo estensionale con assi generalmente ortogonali al margine Tirrenico (Pondrelli et al., 2002; 2004). La fascia di terremoti estensionali e faglie normali attive segue verso sud la curvatura dell'arco fino alla sua terminazione in Sicilia nord-orientale (fig. 1.16). Le osservazioni sismologiche sono in accordo con le analisi di breakout di pozzo (Amato e Montone, 1997, Montone et al., 2004) e con i dati di cinematica delle faglie che tagliano rocce Quaternarie (Cello et al., 1982; Hippolyte et al., 1994).

1.5.1.1 Faglie attive e sorgenti sismogenetiche

Le faglie attive e capaci descritte in questo studio sono prese dai cataloghi DISS 3.1.1 (Database of individual Seismogenic Source) e Ithaca (ITaly HAZard from CApable faults) disponibili online. Verranno nel corso di questa tesi trattate e mostrate le cosiddette Sorgenti composite, le sorgenti individuali e le faglie attive (nomenclatura dal DISS) e le faglie attive capaci (nomenclatura Ithaca).

Studi di tettonica attiva e paleosismologia (Vittori et al., 1991; Pantosti et al., 1993; Michetti et al., 2000a; 2000b) confermano che l'assetto tettonico attuale in Appennino meridionale è guidato da un sistema di faglie normali Quaternarie, che determinano una ancora immatura morfologia a bacini e dorsali. Queste faglie sono responsabili dei frequenti terremoti crostali medio forti con tipica profondità ipocentrale di 7-20 km (Amato et al., 1997). I loro tassi di scivolamento sono nell'ordine delle decine di millimetri per anno, in accordo con la sismicità. Le principali faglie normali attive sono generalmente lunghe tra i 20 e i 40 km, con rigetti totali di circa 2 km e hanno una direzione NW-SE. (Roberts and Michetti, 2004, Papanikolaou and Roberts, 2007).

Queste faglie si trovano generalmente sul lato sudoccidentale della dorsale appenninica deformata da thrust Neogenici e hanno una spaziatura piuttosto regolare lungo direzione. Il tetto delle faglie è marcato da bacini continentali Plio-Quaternari. L'estensione attiva in direzione NE-SW concentrata lungo l'asse di catena è testimoniato dallo studio geologico dei piani di faglia striati in

affioramento in quest'area (Hippolyte et al., 1994; Michetti et al., 2000a, Roberts and Michetti, 2004, Roberts, 2007; Maschio et al., 2005).

1.5.1.2 Sismicità

Il *pattern* geologico è largamente supportato dalle osservazioni sismologiche che indicano che l'area peri-Tirrenica orientale e meridionale è eterogeneamente deformata, e che lo strain è accomodato da movimenti differenziali tra blocchi crostali a varie scale (Castello et al., 2006; DISS Working Group, 2006; Boncio et al., 2007).

I terremoti crostali in Italia meridionale appaiono segregati in fasce discrete, che sono caratterizzate da differenti meccanismi di deformazione, e sono separate da un limite che corre lungo l'asse della catena (Ferranti et al. 2008) (fig. 1.16).

La storia sismologica dell'Appennino meridionale è caratterizzata da terremoti di magnitudo fino a circa 7 (Serva et al., 2007), il record storico è costituito da più di 1000 anni di dati riguardanti terremoti devastanti generalmente collegati a eventi di tipo estensionale (Postpischl, 1985; Boschi et al., 1995).

Usando il catalogo CFTI (Catalogo dei Forti Terremoti in Italia) Selvaggi (1998) calcola i tassi di strain in Appennino per un periodo di 700 anni all'interno di aree triangolari di 103 km². Estensione NE-SW con tassi di circa 1,6 mm/a si rinvencono in Molise, Campania e Appennino meridionale; in Calabria l'estensione stimata in maniera analoga è di 1,7 mm/a in una approssimativa direzione NW-SE

Sebbene il catalogo dei terremoti storici possa essere considerato completo per il periodo di tempo coperto, la sua lunghezza temporale è minore dei tempi di ricorrenza (1-2 ka) su queste faglie (Valensise e Pantosti, 2001) e quindi questi risultati potrebbero non riflettere il tasso di movimento di lungo termine. Molti sono anche gli studi paleosismologici tramite cui è possibile riconoscere una sorgente sismogenetica e catalogarne i parametri geometrici e la ricorrenza degli eventi sismici.

Ad oggi non tutte le faglie attive appenniniche sono state soggette a studi paleosismologici, per tanto i loro parametri sono spesso ricostruiti indirettamente tramite indagini geomorfologiche.

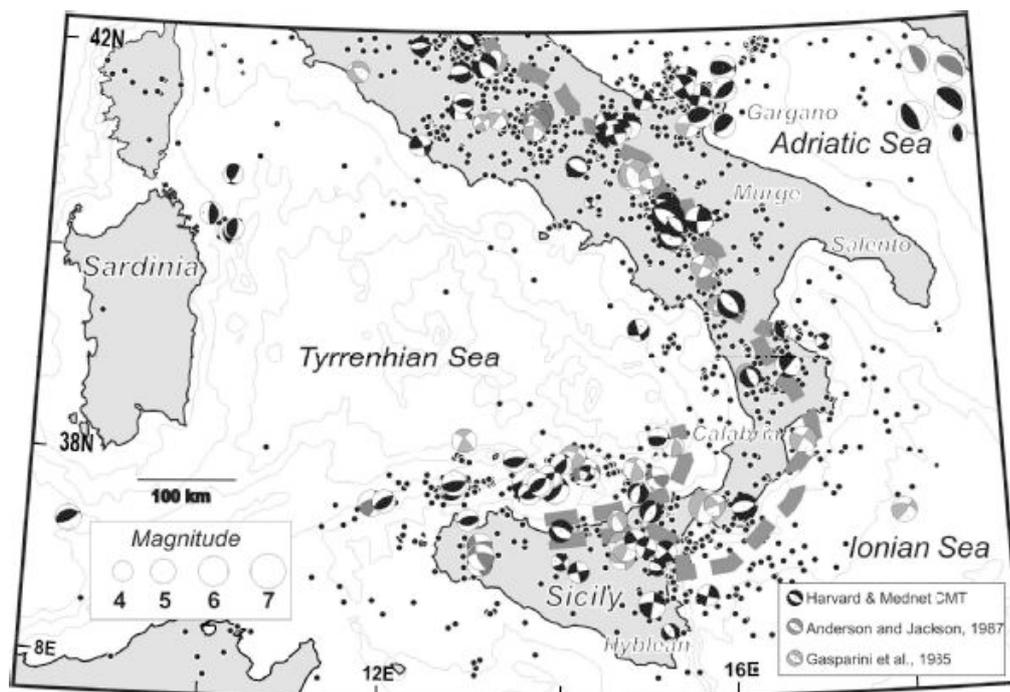


Figura 1.16. Sismicità strumentale nell'area peri-tirrenica. Meccanismi focali di terremoti moderati e grandi ($M_w > 3.8$) dai cataloghi Harvard CMT [1976- 2006] (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>) e Mednet RCMT [1997-2006] (<http://mednet.ingv.it/events/QRCMT/Welcome.html>); Pondrelli et al., 2002; 2004; 2006), e da Gasperini et al. (1985), and Anderson e Jackson (1987)]. Epicentri dei terremoti del periodo 1981-2002 dal database dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV; Castello et al., 2002). La linea grigia tratteggiata marca il limite tra sismicità transpressiva e distensiva (da Ferranti et al., 2008).

1.5.1.3 Geodesia

Studi sui tassi di strain in Appennino meridionale da dati GPS sono stati portati avanti su aree di 10^3 - 10^4 km² e intervalli temporali da 4 a 126 anni (e.g. D'Agostino et al., 2001a, Hunstad et al., 2003, Anzidei et al., 2005, Serpelloni et al., 2005). I tassi di estensione NE-SW suggeriti per l'area da questi studi variano da 2 mm/a (Serpelloni et al., 2005) a 3,5 (Ferranti et al., 2008) a 5-6 mm/a (Ward, 1994; Hunstad et al., 2003). Questi valori sono comparabili con la stima derivante dalla sommatoria dei momenti tensori dei terremoti storici (Anderson e Jackson, 1987; Westaway, 1992; Selvaggi, 1998).

1.5.2 Compressione e/o trascorrenza in Italia meridionale

A differenza di quella occidentale, la porzione orientale dell'Appennino e l'avampaese mostrano localmente movimenti sismici di tipo trascorrente o compressiva con sorgenti generalmente (~15-35 km) più profonde rispetto ai terremoti estensionali.

Nel settore Apulo, il blocco del Gargano mostra terremoti compressivi e trascorrenti di magnitudo moderata legati a importanti elementi trasversali all'asse del bacino, come i sistemi di faglia delle Tremiti, e di Mattinata (con i segmenti di Apricena a terra e Gondola nell'offshore), che dal promontorio del Gargano proseguono in mare (Finetti et al., 1987). Questi elementi cinematici hanno agito a partire dal Terziario con movimenti di tipo trascorrente sia sinistro che destro, come risulta da indagini geologico strutturali (Piccardi et al., 2005; Tondi et al., 2005) e da interpretazioni di profili sismici a mare (De' Dominicis e Mazzoldi, 1987; Ridente and Trincardi, 2006; Ridente et al., 2008;) dai quali si deduce che essi sono tuttora attivi.

La porzione meridionale, invece, che include le Murge e il Salento manca di significativa sismicità (fig. 1.16).

I dati geodetici confermano la presenza di una fascia traspressiva in direzione circa E-W con movimento laterale destro di circa 2 mm/a a cavallo della faglia di Mattinata (Ferranti et al., 2008) e una certa stabilità di Murge e Salento concordi al movimento di Matera (Serpelloni et al., 2005).

La sismicità decresce anche in Calabria orientale, dove terremoti moderati compressivi e trascorrenti vengono registrati lungo il margine continentale e il Mar Jonio.

Due zone sismiche allineate NW-SE si riscontrano dai sismici strumentali, una sul bordo meridionale della dorsale di Amendolara a mare e una sul bordo meridionale della Sila a terra (Ferranti et al., 2009). I meccanismi focali indicano che il passaggio tra meccanismi di thrust e movimento trascorrente sinistro avviene in concomitanza di zone di taglio profonde. Le analisi sismologiche sono in accordo con il piegamento rinvenuto dagli studi geomorfologici sui terrazzi marini sollevati (Ferranti et al., 2009; Caputo et al., 2010), dalle analisi delle sezioni sismiche offshore (Del Ben et al., 2003) e dai dati geodetici dell'area

(Oldow et al., 2002; 2006; Ferranti et al., 2008). Eventi estensionali minori sono legati a scivolamenti superficiali e/o accomodamenti delle faglie profonde.

Il fronte di deformazione traspressiva è mappato sul fondale marino da profili di sismica a riflessione (Doglioni et al., 1999), e gira verso ovest attraversando la Sicilia meridionale a nord dell'avampaese Ibleo (fig. 1.16).

Per quanto riguarda il margine Jonico calabro lucano i dati geodetici di letteratura sono ancora non ben rifiniti a causa delle poche stazioni presenti e per tanto non in totale accordo: dall'estensione registrata a circa 2 mm/a per un tasso di strain di circa 20-30 nanostrain/a in direzione da ENE-WSW a NE-SW (Hollenstein et al., 2003; Hunstad et al., 2003; Serpelloni et al., 2005), ad una compressione a circa 4 mm/a in direzione NNE-SSW (Oldow et al., 2002, 2006; Ferranti et al., 2008). In arco calabro, invece, c'è maggior accordo su una estensione diretta NW-SE che avverrebbe a circa 2-3 mm/a (Serpelloni et al., 2007; Ferranti et al., 2008) con uno strain calcolato di circa 20-30 nanostrain/a (Caporali et al., 2003; Hollenstein et al., 2003).

1.5.3 Sicilia: sismicità e geodesia

In Sicilia, i meccanismi focali (Neri et al., 2005) e i breakout di pozzo (Ragg et al., 1999) indicano una coesistenza di compressione e meccanismi trascorrenti con assi compressivi NW-SE sia al margine della catena a nord che nell'avampaese Ibleo a sud, e meccanismi estensionali nello stretto di Messina (Ferranti et al 2008). La massima concentrazione di eventi moderati (MI max 4.6) si osserva nella zona Etna e nelle aree limitrofe in Sicilia orientale; un po' di sismicità si registra anche in Sicilia centro settentrionale (MI max 4.1) e nella zona di Marsala - Mazara in Sicilia occidentale (MI max 4.0). Poca sismicità invece caratterizza l'area del terremoto del Belice del 1968 in Sicilia occidentale. L'area di Agrigento – Licata – Canicattì in Sicilia centro meridionale è invece completamente asismica (Working Group CPTI 2004; Lavecchia et al., 2007) (fig. 1.16).

Nell'offshore settentrionale della Sicilia, una cintura est-ovest di terremoti compressivi con assi P orientati NW-SE e profondità ipocentrale di 10-20 km si

estende verso lo stretto di Sardegna (fig. 1.16) (Pondrelli et al., 1995; 2002). I dati sismologici in Sicilia settentrionale sono in buon accordo con i dati geodetici, che mostrano una convergenza tra Sicilia e Sardegna (Serpelloni et al., 2005; 2007; Ferranti et al., 2008). Questa rappresenta una significativa frazione della convergenza tra Europa e Africa, più specificamente la sua porzione ad ovest del rift Africano nota come Nubia (D'Agostino e Selvaggi, 2004), che avviene ad un tasso di circa 6 mm/a (DeMets et al., 1994; McClusky et al., 2003) in direzione NW-SE.

I Dati GPS registrano inoltre una estensione orientata WNW-SSE a circa 0,15 nanostrain/a nello stretto di Messina (Hollenstein et al., 2003), e per lo più orientata NE-SW con strain massimi di 0,15 nanostrain/a nell'area dei Nebrodi - Peloritani (Mattia et al., 2009). Compressione si evidenzia, invece, nell'area delle Madonie a circa 5 mm/a (D'Agostino et al., 2008) e in tutta la fascia settentrionale siciliana prospiciente il Tirreno a circa 25 nanostrain/a (Hollenstein et al., 2006). In Sicilia nordoccidentale Ferranti et al. (2008) mostrano inoltre, un movimento rotatorio orario dedotto dalle velocità di tre stazioni poste nell'area tra Trapani e Palermo.

1.5.4 Sardegna: sismicità e geodesia

In Sardegna meridionale, diversamente che per gli altri settori dell'area peritirrenica, manca sismicità storica e strumentale (fig. 1.16; Boschi et al., 2000). Un cluster di 5 eventi di magnitudo tra 2 e 4 si registra tra il 2005 e il 2007 nell'area del Campidano a terra e offshore (bollettino sismicità strumentale).

Basandosi su dati geodetici preliminari della rete PTGA, Ferranti et al., (2008) riscontrano la presenza di una deformazione interna, debole ma presente, nell'area del graben del Campidano. Le velocità, rispetto a Cagliari, dei siti ad est e a ovest del bacino definiscono un movimento laterale destro a cavallo del graben che avverrebbe tra 3 e 7 mm/a.

CAPITOLO 2

OSSERVAZIONI GPS DELLA RETE PTGA (PERY- TYRRHENIAN GPS ARRAY)

2.1 Cenni sul sistema GPS

In un articolo apparso su “Wireless World” nel 1945 Arthur C. Clarke dimostrò, senza minimamente pensare alle implicazioni rivoluzionarie delle sue tesi, che un satellite posto in orbita circolare equatoriale ad un’altezza di 35.786 Km dalla Terra compie una rivoluzione completa ogni 24 ore. In altre parole, un osservatore con lenti molto particolari vedrebbe un satellite geostazionario sempre nella medesima posizione nel cielo. Clarke provò anche che erano sufficienti pochi satelliti in orbita geostazionaria per poter offrire servizi di comunicazione in tutto il mondo.

L’impiego di satelliti al servizio della topografia e della geodesia sono iniziati, in via sperimentale, insieme al lancio dei primi satelliti artificiali.

Il sistema GPS è costituito da tre segmenti fondamentali: il segmento spaziale (satelliti), il segmento di controllo e quello di utilizzo (ricevitori).

Nella configurazione iniziale il segmento spaziale comprendeva un insieme di 21 satelliti più 3 di scorta attivati per sostituire i satelliti difettosi (fig. 2.1). Nella configurazione attuale il segmento spaziale comprende 32 satelliti operativi. La nuova rete spaziale è completamente libera dalle perturbazioni ionosferiche con conseguente aumento delle precisioni orbitali e quindi un miglioramento del posizionamento assoluto di un punto di stazione.

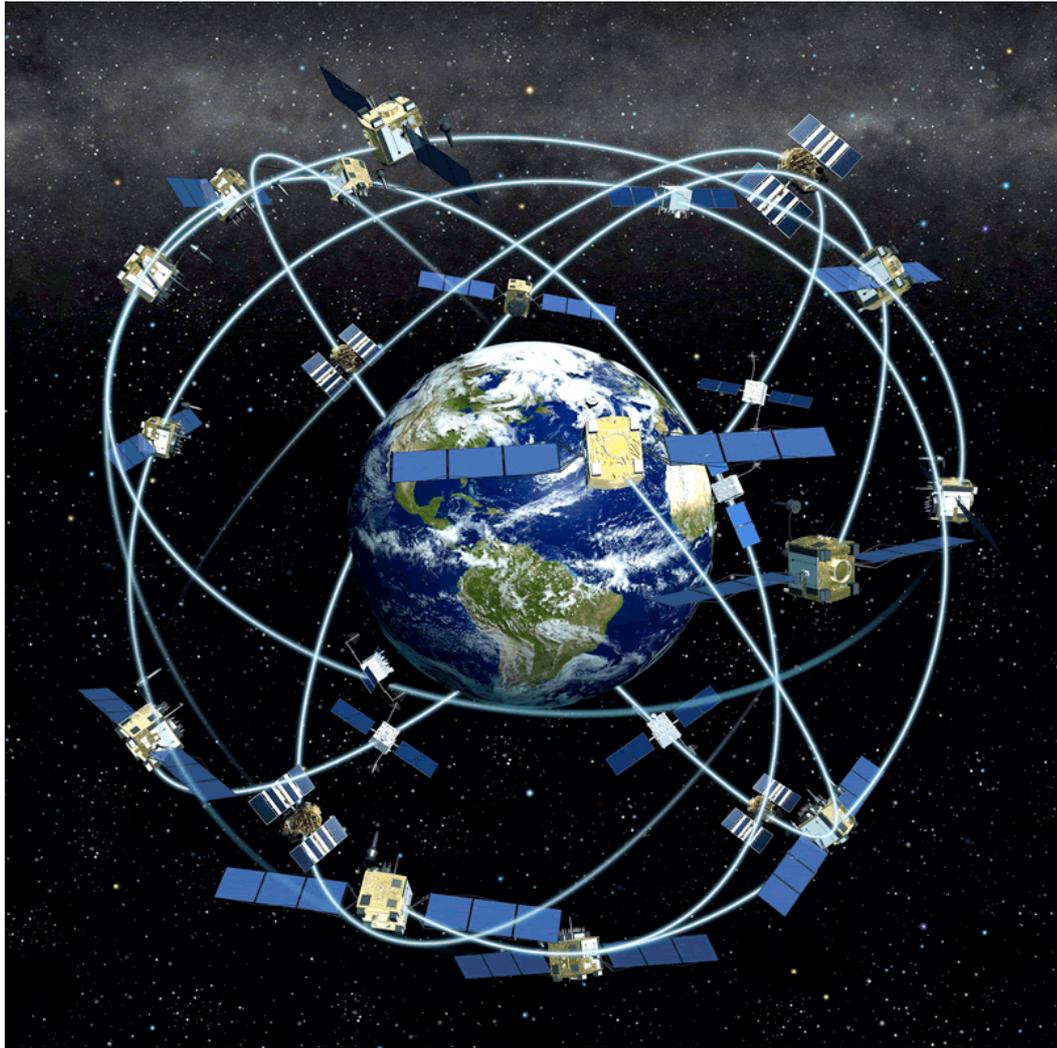


Figura 2.1. Schema della configurazione dei satelliti intorno alla terra e loro orbite.

La geometria della costellazione è stata studiata in modo da assicurare che almeno quattro satelliti siano contemporaneamente visibili da ogni punto del globo. In tal modo è possibile ottenere un posizionamento continuo tridimensionale.

Sono necessari quattro, e non tre, satelliti in quanto se osserviamo tre satelliti di posizione nota e siamo in qualche modo capaci di misurare le tre distanze tra questi satelliti e un punto incognito P, possiamo derivare le tre coordinate del punto. La distanza è derivata da una misura di intervallo di tempo (*time delay*) che presuppone una perfetta sincronizzazione tra gli orologi a bordo dei satelliti e quelli degli apparati ricevitori e dei segnali a terra. Poiché, in realtà, esiste un offset tra le scale dei tempi, dei due orologi, dobbiamo considerare un'incognita

aggiuntiva di tempo: per questo motivo sono necessarie quattro osservazioni simultanee per ottenere il posizionamento in tempo reale (fig. 2.2).

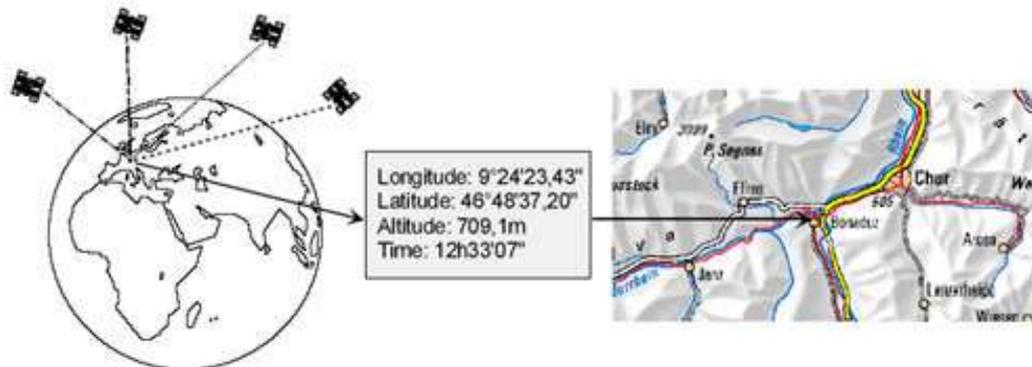


Figura 2.2. E' necessario avere informazioni da almeno 4 satelliti per definire la posizione di un punto nelle tre dimensioni spaziali e in quella temporale.

Il segmento di controllo comprende cinque stazioni a terra equispaziate lungo l'equatore che ricevono continuamente i segnali emessi da tutti i satelliti per controllare le loro effemeridi e predire la loro orbita, valutare l'effetto troposferico sulla ricezione del segnale, compensare dati atmosferici e determinare gli errori degli orologi dei satelliti per poi inviare messaggi ai satelliti contenenti in particolare le nuove effemeridi, parametri di correzione degli orologi e alcuni dati sul modello ionosferico. Le nuove effemeridi trasmesse ai satelliti sono a loro volta trasmesse dai satelliti agli utilizzatori e sono note come "Broadcast Ephemerides".

Il segmento di utilizzo è costituito dall'equipaggiamento dell'operatore costituito da un'antenna ed un ricevitore capaci di ricevere i segnali emessi dai satelliti per ottenere il posizionamento tridimensionale in tempo reale, di raccogliere dati per una compensazione successiva (processing) che fornisce risultati più precisi.

Nella tabella che segue (tab. 2.1) sono schematizzati i diversi utilizzi geodetici dei GPS con le relative accuratèzze del dato e la tempistica del monitoraggio.

TABELLA 2.1				
Tipo	di	Accuratezza	Tempi di	Tipiche applicazioni

monitoraggio		occupazioni	
Continuo	< 0.5 cm	Mesi o più	Deformazione crostale, geofisica, stazioni di riferimento
Statico	0.5 cm – 5 cm	Ore a giorni	Deformazione crostale, controllo geodetico, monitoraggio a grandi linee di base, geofisica
Statico Rapido	1 cm – 5 cm	Minuti	Monitoraggio a brevi linee di base, glaciologia
Cinematico	1 cm – 5 cm	Secondi	Monitoraggio a brevi linee di base, punti ravvicinati, posizionamento veicoli, Gis e mappature
Codici Differenziali	50 cm – 300 cm	Secondi	Gis, mappature e posizionamento
Posizionamento del punto	100 cm – 500 cm	Minuti a ore	Posizionamento semplice

Tabella 2.1. Usi geodetici del GPS

Nello specifico, per lo studio della tettonica attiva si utilizzano reti permanenti dette CGPS (Continuous Global Positioning System) e reti temporanee o non-continue. Le più importanti reti CGPS sono la IGS (International GPS Service)

che conta 350 stazioni in tutto il mondo e l'EUREF che è un ampliamento dell'IGS in Europa con 150 stazioni. In Italia hanno reti CGPS l'ASI (Agenzia Spaziale Italiana), l'INGV (Istituto Nazionale Geofisica e Vulcanologia), e il CRS (Centro ricerche sismologiche) in Friuli. Le reti continue forniscono dati altamente precisi circa in tempo reale (fig. 2.3).

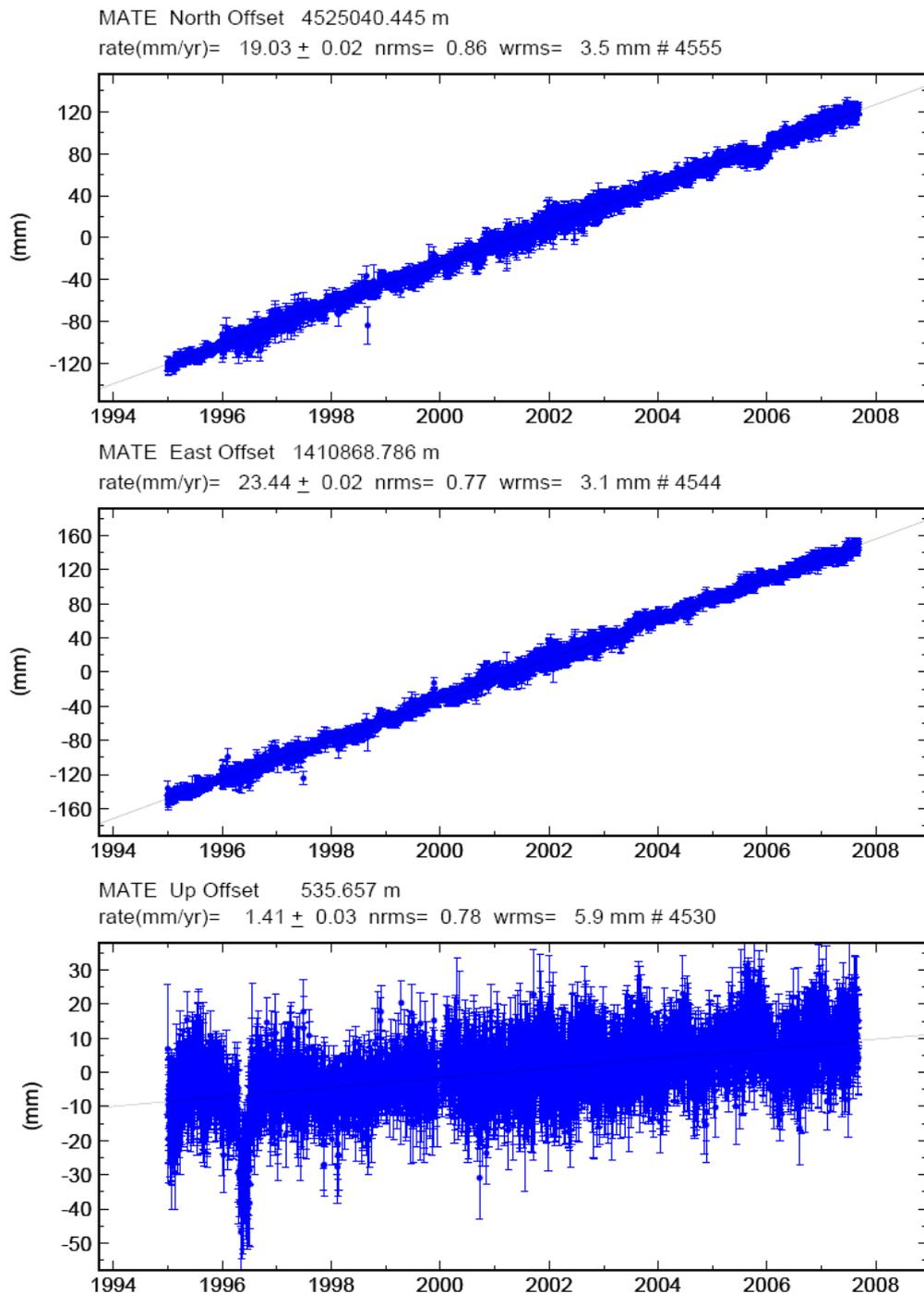


Figura 2.3. Serie temporale di una stazione continua.

Le reti temporanee forniscono invece dati sporadici (fig. 2.4), legati ai periodi di acquisizione durante le campagne di misura e la loro accuratezza è direttamente proporzionale all'intervallo di tempo in cui sono avvenute le registrazioni. Dopo almeno 3 campagne e 5 anni di misure il dato può ritenersi affidabile.

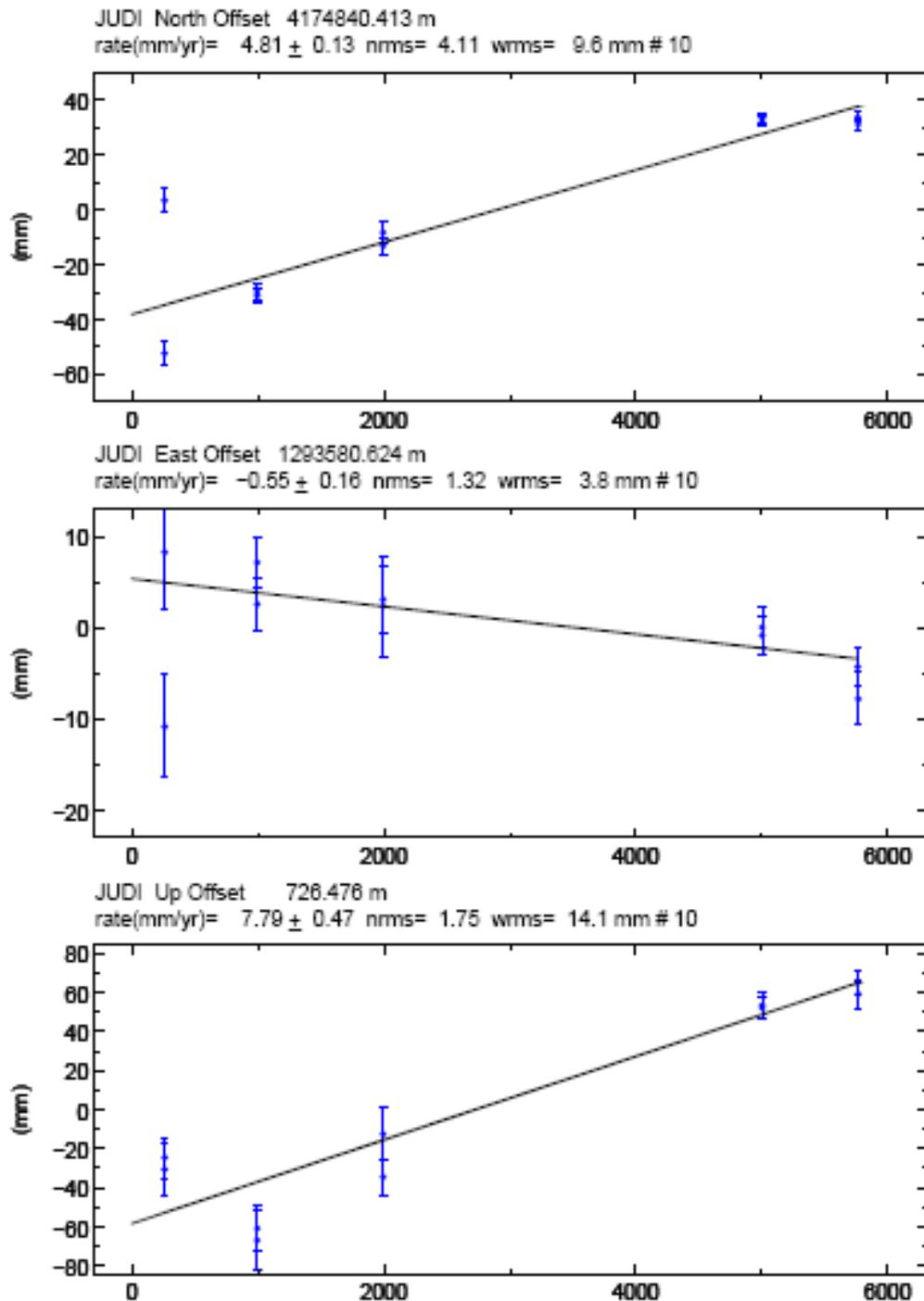


Figura 2.4. Serie temporale di una stazione non permanente.

2.2 Geometria della rete PTGA

All'interno della regione che circonda il Mar Tirreno meridionale, la rete GPS temporanea PTGA nasce con l'intento di fornire utili informazioni per lo studio della deformazione attiva.

La rete PTGA è stata installata nel 1995 in seguito a una collaborazione tra l'IAMC del CNR di Napoli (all'epoca Geomare Sud-CNR), e le Università di Napoli, Palermo, Cagliari, e l'Università dell'Idaho (Moscow, Idaho). Attualmente, la rete viene gestita dalle Università di Napoli, Palermo e Cagliari. Specifici criteri geologici sono stati adottati per la scelta dei siti di misura, che sono stati localizzati all'interno di blocchi tettonici coerenti, a cavallo delle principali strutture regionali, sismicamente attive e con una buona stima del loro comportamento cinematico basato su dati geologici e sismologici. Ovviamente, i siti sono stati installati sufficientemente lontano da queste faglie in modo da poter catturare il segnale intersismico di lungo termine ed evitare lo strain transiente ovvero possibili importanti deformazioni co-sismiche.

La rete consta attualmente di 61 siti così distribuiti nel tempo e nello spazio (fig. 2.5):

-nel 1995 sono stati installati 30 siti distribuiti in 6 differenti domini regionali: 5 in Campania (dominio A secondo la definizione originaria); 5 in Puglia (dominio B); 5 in Calabria settentrionale (dominio C); 5 in Sicilia orientale (dominio D); 5 in Sicilia occidentale (dominio E); 5 in Sardegna (dominio F).

-nel 2000 sono stati installati altri 24 siti nell'area Appenninica espandendo così la rete anche in Molise e in Basilicata ed implementando il numero dei siti nei domini preesistenti; 4 siti in Molise, 10 in Campania, 4 in Puglia, 5 in Basilicata e 1 in Calabria.

-nel 2008 sono stati installati 7 siti; 3 in Basilicata e 4 in Sicilia.

In questi 15 anni di attività sono andati persi 10 siti, di cui 6 del 1995 e 4 del 2000, 3 in Campania, 3 in Puglia, 1 in Calabria e 3 in Sicilia (tab. 2.2)

TABELLA 2

Peri-Tyrrhenian GPS Array

<u>ID</u> <u>Stazione</u>	<u>Anno</u>	<u>ID vecchio</u>	<u>Nome Stazione</u>	<u>Lat (°N)</u>	<u>Long (°E)</u>
Campania					
DONG	1995	A1	Tempa di Don Giovanni	40°28'19,2"	15°21'18"
GIUL	1995	A2	S. Giuliano	40°41'38,4"	15°28'44,4"
TOBE	1995	A3	M. Tobenna	40°42'25,2"	15°50'38,4"
GRAN	1995	A4	S. Maria Granato	40°26'56,4"	15°03'00"
NUSC*	1995	A5	Nusco	40°52'54"	15°06'06"
BAGN	2000	P1	Bagnoli Irpino	40°49'26,4"	15°04'44,4"
FALC	2000	P2	Falciano del Massico	41°09'32,4"	13°56'04"
CICL	2000	P9	Serra Ciclopa	41°15'14,4"	14°57'39,6"
MEZZ	2000	P10	Serramezzana	40°14'49,2"	15°02'16,8"
LENT	2000	P11	Lentiscosa	40°01'28,1"	15°24'9,84"
CARM	2000	P12	Mad. Carmelo	40°16'40,8"	15°36'46,8"
VAIA	2000	P13	Serra Capo Spigno	40°16'22,8"	15°44'24"
ANDR	2000	P20	Andretta	40°57'07,2"	15°19'44,4"
Molise					
CAMP	2000	P3	Campochiaro	41°26'20,4"	14°29'42"
LONG	2000	P4	Longano	41°31'15,6"	14°14'38,4"
FROS	2000	P5	Montagnola	41°38'31,20"	14°20'56"
MAUR	2000	P6	Castelmauro	41°50'16,8"	14°41'2,4"
Puglia					
LASE	1995	B1	M. La Serra	41°46'44,4"	15°36'07,2"
ACQ1	1995	B2	M. Aquilone	41°34'37,2"	15°46'12"
MURG*	1995	B3	la Murgetta	41°09'46,8"	16°02'31,2"
SERB	1995	B4	M. Serbarola	41°08'20,4"	15°20'56,4"
SVIT	1995	B5	Celle S. Vito	41°19'44,4"	15°10'48"
ELIO	2000	P7	Monte Elio	41°42'55,78"	15°37'18,95"
LUPO*	2000	P8	Tacca del Lupo	41°48'32,40"	16°06'03,99"
NARD*	2000	P17	Torre Uluzzi (Nardò)	40°9'31,82"	17°57'24,53"
MONO	2000	P18	Torre Incine (Monopoli)	40°58'48"	17°15'25,2"
Basilicata					
GRUM	2000	P14	Mad. Monserrato Grumento	40°17'24"	15°51'14,40"
VOLX	2000	P15	Madonna Saraceno	40°24'46,8"	15°50'34,8"
OLIV	2000	P16	Serrantica	40°32'16,8"	16°11'45,6"
RIPA*	2000	P19	Ripacandida	40°54'49,10"	15°44'40,96"
COLO	2000	P24	Colobrarò	40°11'6"	16°25'44,4"
CRAC	2008	P25	Craco	40°09'03,07"	16°31'46,48"
ALBI	2008	P26	Albidona	39°45'32,63"	16°27'20,88"

ANTO	2008	P27	S. Antonio Abate	40°28'11,45"	16°21'06,22"
Calabria					
SERR	1995	C1	M. la Serra	39°50'49,2"	16°05'34,8"
ACRI	1995	C2	Cozzi dell'anticristo	39°53'34,8"	16°05'9,6"
LUZX	1995	C3	Luzzi	39°26'31,2"	16°20'38,4"
CECI	1995	C4	Lago Cecita	39°22'12"	16°32'2,40"
CALO*	1995	C5	M. Caloria	39°34'46"	15°57'38"
CETR*	2000	P21	Cetraro	39°31'46,5"	15°56'59,6"
CASS	2000	P22	Cassano allo Jonio	39°47'20,4"	16°18'21,6"
TIMP	2000	P23	Timpa delle Murge	39°59'9,6"	16°14'56,4"
Sicilia					
CRST	1995	D1, WS1	Pizzo Crastone	38°01'26,4"	12°51'46,8"
PRUV*	1995	D2, WS2	Cozzo Pruvulazzu	38°03'25,2"	13°22'8,40"
ROCC*	1995	D3, WS3	C.da le Rocche	37°54'3,6"	12°48'3,60"
TRIO	1995	D4, WS4	M. Triona	37°43'1,20"	13°16'26,40"
GENU	1995	D5, WS5	C.da Castagnola	37°41'28,8"	13°09'6,66"
CATE	2008	D6	Pizzo Catera	37°38'49"	13°27'49"
GRAT	2008	D7	Gratteri	37°46'56,40"	13°58'33,64"
BELM	2008	D8	Belmonte Mezzagno	37°52'07,34"	13°22'21,73"
JUDI	1995	E1, HY1	M. Judica	37°30'10,80"	14°38'52,80"
MILI	1995	E2, HY2	C.da Milingiana	37°10'58"	14°05'19"
CONS*	1995	E3, HY3	Monumento Conservatore	36°57'46,8"	14°41'16,8"
ACRE	1995	E4, HY4	Palazzolo Acreide	37°03'24"	14°53'42"
CASA	1995	E5, HY5	Monte Casasia	37°06'19"	14°42'27"
CAPO	2008	P28	Monte Capodarso	37°31'23,50"	14°09'46,93"
Sardegna					
RUIN	1995	F1	P.ta Ruinas	39°32'24"	8°36'10,8"
TEUL	1995	F2	Teulada	38°56'42"	8°48'39,6"
URPI	1995	F3	M. Urpino Cagliari	39°12'57,6"	9°8'16,8"
VISI	1995	F4	M.Campulongu Villasimius	39°08'06"	9°30'43,20"
VIPU	1995	F5	Baccu Scovas Villaputzu	39°30'25,2"	9°31'4,8"

Tabella 2.2. Elenco delle stazioni della rete PTGA divisi per domini regionali, per ognuno si indica l'anno di installazione il nome in 4 lettere conforme agli standard IGS, la vecchia sigla legata al dominio, il luogo e le coordinate. Con l'asterisco i siti che sono andati persi.

2.3 Implementazione della rete PTGA

Durante il primo anno di dottorato (2008) si è proceduto, come accennato sopra, all'installazione di 7 nuovi siti di cui 3 in Italia meridionale e precisamente due in Basilicata meridionale e uno in Calabria settentrionale (Fig. 2.5); tutti questi siti sono localizzati sul lato Ionico della catena per aumentare il dettaglio della mappatura in un settore strategico perché caratterizzato da scarsa sismicità. I rimanenti 4 siti sono stati invece installati in Sicilia, per rimediare alla perdita durante gli anni precedenti di 3 siti originali: a) al fronte della catena e pertanto di grosso interesse per la comprensione della deformazione attiva; b) nella parte centrale della Sicilia (monti delle Madonie e i Nebrodi) per comprendere come la deformazione si esplica in settori più interni (Fig. 2.5).

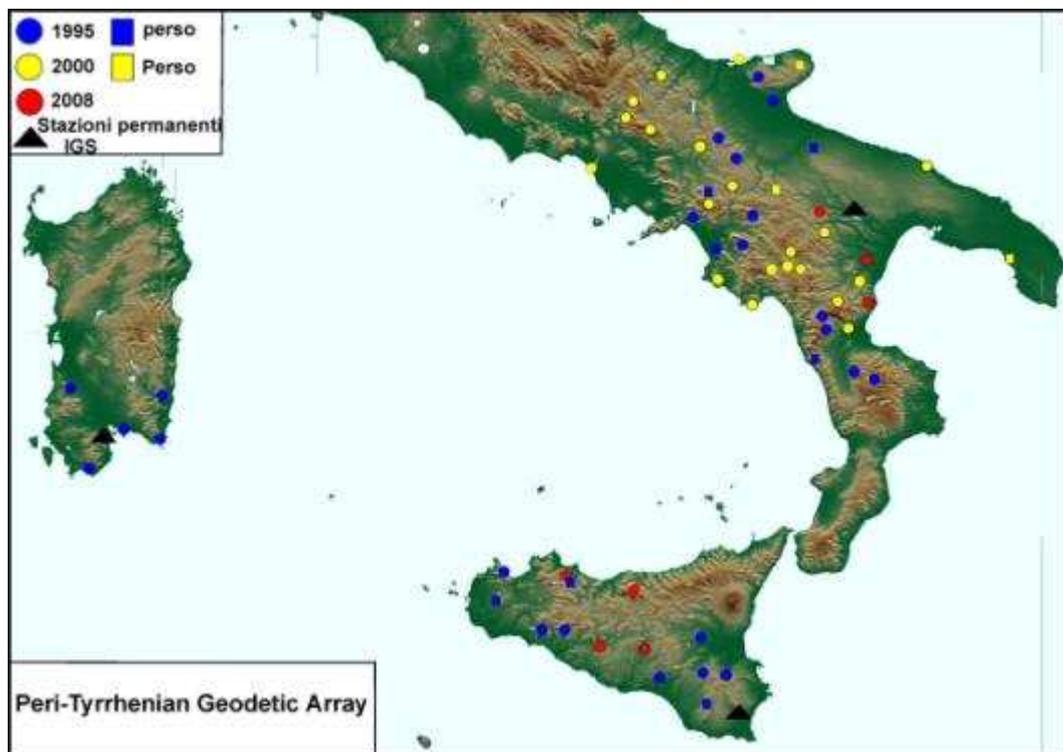


Figura 2.5. I siti installati nel 1995 (blu) nel 2000 (giallo) e nel 2008 (rosso) tuttora esistenti (cerchietto) e andati persi (quadrato) della rete PTGA in Italia meridionale e i siti fissi di Cagliari, Noto e Matera (triangoli neri).

Per l'installazione, così come fatto per precedenti siti, si sono selezionati come criteri principali un ampio campo visuale, una certa distanza da possibili sorgenti di "rumore" (come antenne radio e simili), facile accesso al sito e potenziale preservazione del sito nel tempo. Per tali scelte si prediligono ad esempio colline

isolate o punti elevati nei pressi di santuari e cappelle o castelli arroccati in quanto si presume la presenza di una strada che li raggiunga; o luoghi in parchi protetti che quindi difficilmente vadano sottoposti a lavori di costruzione che potrebbero arrecare danni al caposaldo. Particolare attenzione è stata posta per evitare siti sospetti di possibile attività franosa o di creep. Una volta raggiunto il sito si è cercato un luogo in cui il substrato sia poco fratturato, ben esposto e possibilmente in giacitura sub orizzontale in modo tale da facilitare le operazioni di installazione e misura.

Il sito GPS consiste di un caposaldo metallico creato appositamente, di forma tubolare, del diametro di circa 1 cm e lungo circa 10 cm, sulla cui testa è presente un foro centrale di piccolissime dimensioni. Si tratta del cosiddetto Beavis Pin (fig. 2.6) appositamente progettato dall'USGS (Servizio Geologico Americano).

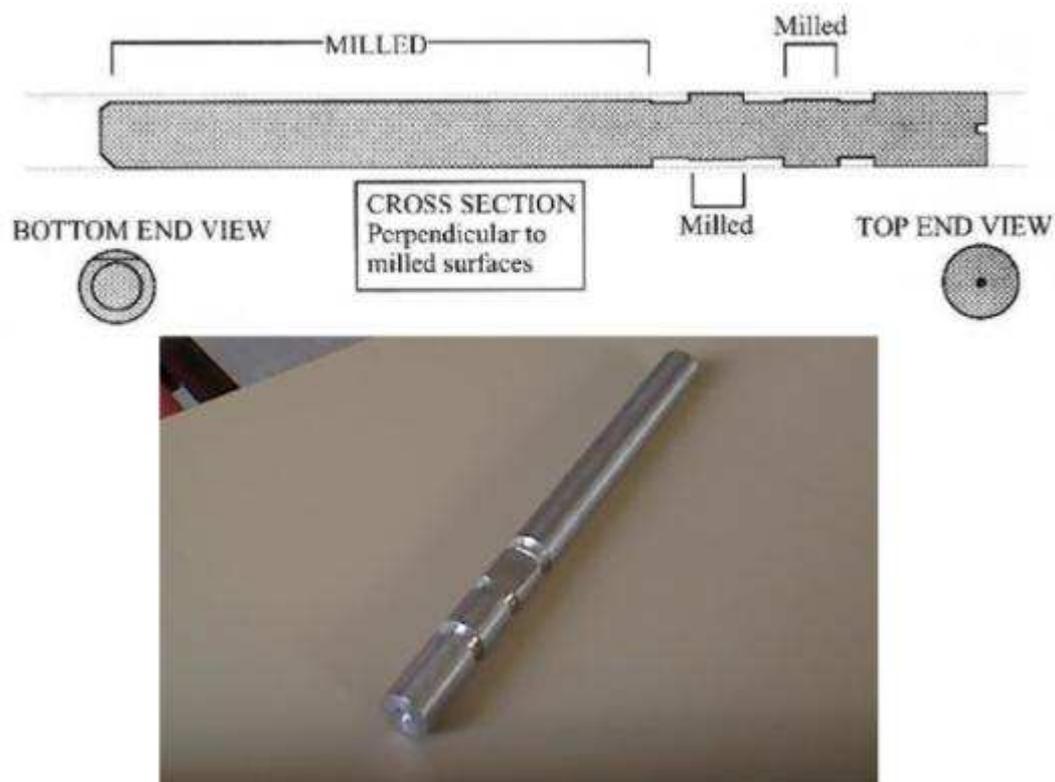


Figura 2.6. Caposaldo tipo Beavis pin e sue caratteristiche.

L'installazione è stata fatta praticando un foro nella roccia con un trapano apposito e inserendo il caposaldo per intero al suo interno assieme a della resina epossidica per assicurare la stabilità del caposaldo. Quello che si vede in superficie è una placchetta metallica (fig. 2.8) della grandezza di una moneta

con al centro un forellino che costituisce il nostro punto da centrare con lo strumento.

I siti del 1995 sono invece costituiti da un caposaldo a forma di fungo maggiormente visibile (fig. 2.7).



Figura 2.7. Caposaldo tipologia a fungo.

2.4 Monografia dei capisaldi

La monografia del sito include tutte le informazioni storiche e dettagli logistici che servono a rintracciare il sito per successive misure.

Prese le coordinate del caposaldo e scattata qualche foto sia di dettaglio che dell'area immediatamente circostante (fig. 2.8), si è appuntata la strada percorsa indicando ogni qualvolta bisogna imboccare strade secondarie con il conteggio dei km soprattutto in prossimità del sito, segnalando le strade sterrate o impervie perché utili alla pianificazione della campagna.



Figura 2.8. Caposaldo della rete PTGA (freccia rossa). Prima della copertura con l'omino di pietra vengono prese le coordinate con un GPS palmare.

Inoltre viene compilato per ogni sito un plot (detto “obstruction plot”) in cui compaiono gli ostacoli presenti intorno al caposaldo nei 360 gradi e a che altezza si trovano; infine per maggiore dettaglio si disegna tutto ciò che può essere utile all'individuazione del sito (fig. 2.9). Più sono accurate queste descrizioni, meno tempo si perde in fase di rintracciamento e installazione degli apparecchi per la acquisizione, e sarà possibile quindi rispettare i tempi di acquisizione. Al termine delle misure, viene creato un “omino di pietra” sopra il chiodo così da attirare l'attenzione dell'operatore deputato alle misure.

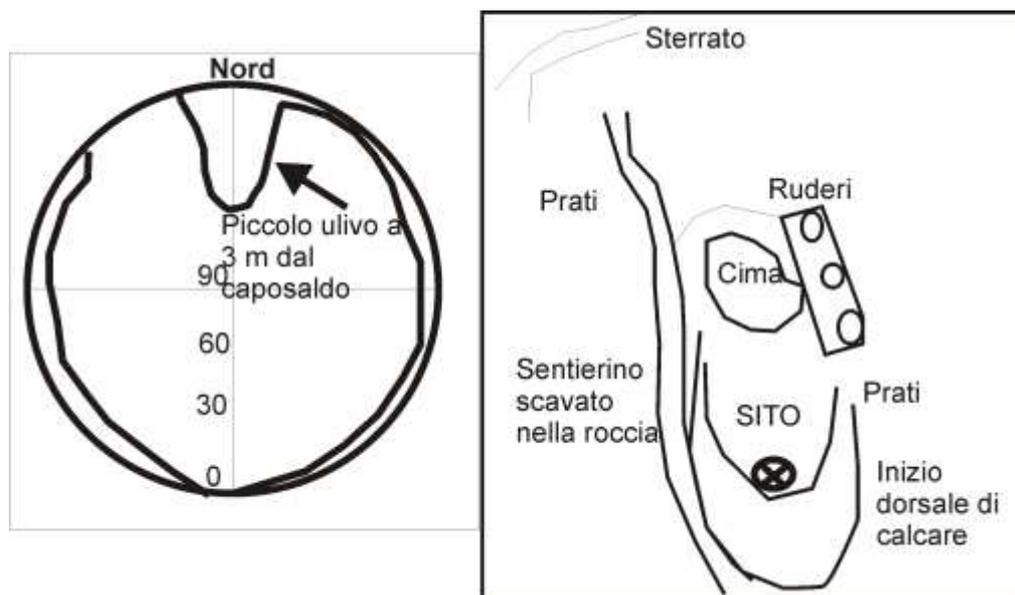


Figura 2.9. Esempio di un plot di ostruzione (a sinistra) e disegno di identificazione di un sito GPS (a destra).

2.5 Campagne di misurazione

2.5.1 *Periodo e durata delle campagne*

Dalla sua installazione ad oggi la rete è stata occupata cinque volte di cui una nel 1995 con la misurazione di 28 su 30 siti esistenti, una nel 1997 in cui sono stati ribattuti 24 su 28 dei siti precedenti, una nel 2000 con la rioccupazione dei 24 siti precedenti e di 22 su 24 di quelli appena installati.

È stata poi rioccupata la rete PTGA nel settembre 2008 durante il primo anno di questo progetto di dottorato e nel settembre 2010 durante il terzo anno di dottorato. Sono stati rioccupati 24 siti originari che hanno già ricevuto tre occupazioni, 19 dei siti legati all'ampliamento effettuato nel 2000 che hanno ricevuto così la seconda occupazione, e 7 siti dell'ampliamento 2008 sui quali si sono effettuate la prime due misurazioni (tab. 2.3).

Sono stati occupati nel totale 52 siti nella campagna del 2008 e 46 nel 2010.

TABELLA 2.3

<u>Stazione</u>	Ore di osservazione per ogni sessione				
	<u>Sept.1995</u>	<u>Sept. 1997</u>	<u>June 2000</u>	<u>Sept.2008</u>	<u>Sept. Oct. 2010</u>
DONG	12+12	8	9+15+15+24+15	16+8	8+8
GIUL	12+12	6	8+24+15	16+8	8+8
TOBE	12+12	7	9+14	16+8	8+8
GRAN	12+12	7	14+10	15+8	8+8
LASE	12+10	7	9+15	7+16	8+8
AQUI	9+11	7	9+15	8+16	8+8
MURG*	12+11	6	15+10	X	X
SERB	12+10+10	8+6	14+10	7+16	8+8
SVIT	11+11	16+	6+15+14+10	8+16	8+8
SERR	12+11	6	24+15+14+10	8+16	8+8
ACRI	12+10	8+6	14+10	8+16	8+8
LUZX	12+12	18+5	14+10	8+16	8+8
CECI	12+12	6	12+10	8+16	8+8
CALO*	X	X	X	X	X
CRST	9+9	8	15+8	16+8	8+8
PRUV*	10+9+10+10	8+8	15+24+10	X	X
ROCC*	9+9	8	13+10	X	X
TRIO	9+7	14+4	14+10	16+8	8+8
GENU	X	X	X	8+8	8+8
CATE	X	X	X	16+8	8+8
GRAT	X	X	X	16+8	8+8

BELM	X	X	X	15+8	8+8
JUDI	9+12	8+8	16+8	8+16	8+8
MILI	X	X	X	8+16	8+8
CONS*	7	6+8+8	12+8	X	X
ACRE	X	X	X	7+16	8+8
CASA	X	X	X	8+16	8+8
RUIN	12+12	8	24+10	6	X
TEUL	12	8+8	14+10	14+8	X
URPI	12+11	8	14+12	15+8	X
VISI	9+11	8	7+8	14+8	X
VIPU	11+11+10+10	8	7+10	14+8	X
BAGN	X	X	9+15	16+8	8+8
FALC	X	X	X	13+8	8+8
CAMP	X	X	14+10	15+8	8+8
LONG	X	X	14+10	15+8	8+8
FROS	X	X	15+24+15	15+8	8+8
MAUR	X	X	9+11	15+8	8+8
ELIO	X	X	X	8+16	8+8
LUPO*	X	X	9+15	X	X
CICL	X	X	12+10	14+8	8+8
MEZZ	X	X	14	8+16	8+8
LENT	X	X	14+10	X	8+8
CARM	X	X	12+10	8+16	8+8
VAIA	X	X	14+10	8+16	8+8

GRUM	X	X	9+15	8+16	8+8
VOLX	X	X	8+15	7+16	8+8
OLIV	X	X	10+15	16+8	8+8
NARD*	X	X	X	X	X
MONO	X	X	6+10	16+8	8+8
RIPA*	X	X	14+10	X	X
ANDR	X	X	9+15	8+16	8+8
CETR*	X	X	12+10	X	X
CASS	X	X	12+10	8+16	8+8
TIMP	X	X	10+15	8+16	8+8
COLO	X	X	9+15	15+8	8+8
CRAC	X	X	X	16+8	8+8
ALBI	X	X	X	15+8	8+8
ANTO	X	X	X	16+8	8+8
CAPO	X	X	X	8+16	8+8

Tabella 2.3. Elenco delle stazioni PTGA misurate nelle 4 campagne del 1995, 1997, 2000 2008 e 2010 con le ore di acquisizione. Con l'asterisco i siti che sono andati persi.

Per queste campagne sono stati utilizzati 6 ricevitori LEICA SR530 corredati di antenne Leica AT504 (fig. 2.10). La scelta di questo numero deriva da una combinazione di considerazioni. Il vantaggio di avere numerosi ricevitori sarebbe quello di ridurre i tempi di occupazione (e relativi costi), ma l'aumento del numero comporta aumento di altre voci di spesa, sicché i due effetti sono all'incirca bilanciati. Il numero indicato di 6 è gestibile praticamente, e ha permesso di effettuare 9 sessioni (all'incirca 52 siti/6 ricevitori) con 6 misure simultanee in altrettanti siti circoscritti entro i 100 km di distanza. Una piccola linea di base (baseline), come in questo caso all'interno dei 100 km, permette di

rimuovere eventuali errori di posizione legati alle differenze geografiche delle condizioni atmosferiche e quindi al loro impatto sulla propagazione delle onde.

I ricevitori sono stati forniti dalla Università del Texas a Dallas nel 2008, e dall'INGV di Catania nel 2010.

Da standard praticati a livello internazionale, il periodo di occupazione durante una sessione è stato fissato in 24 ore nel 2008 e in 16 ore nel 2010.

Ovviamente la durata effettiva della campagna, che tiene conto solo dei tempi di misura, non è uguale a quella reale, che deve comprendere anche i tempi di riposo, scaricamento dati e trasferimento. Rispettando quelle che erano state le stime previste per affrontare i trasferimenti tra i siti e la necessità di effettuare delle notti di pausa per poter ricaricare le batterie della strumentazione e scaricare i dati acquisiti per non creare sovrascritture nelle pc card che registrano i dati dei ricevitori, la durata reale della campagna è stata di circa 16 giorni.

Per quanto concerne la squadra di operatori, essa è stata reclutata presso gli istituti di ricerca coinvolti nel progetto.

Essendo opportuno avere due operatori per ogni sito, sono stati reclutati 12 operatori contemporaneamente impegnati in una sessione, per un totale di 25 operatori che si sono dati il cambio a campagna in corso durante i tre leg effettuati nei tre diversi domini (Appennino meridionale, Sicilia, Sardegna). Questi sono stati istruiti con la simulazione di sessioni di misura.

Durante le sessioni di misura, gli operatori sono rimasti per tutta la durata della misura prevista, sul sito, presso lo strumento. Tutti i siti sono facilmente raggiungibili in auto e rintracciabili grazie alla monografia (PTGA_Site Monography 2008), messa a punto dopo la ricognizione dei siti da misurare.

Gli operatori forniti di monografia e di un GPS palmare Magellan 310, raggiunto il sito e riconosciuto il caposaldo, cominciano le operazioni di acquisizione montando lo strumento (fig. 2.10). Nell'ordine: si sistema il treppiede in dotazione immediatamente sopra la testa del caposaldo assicurandosi che i piedi siano in posizione stabile; sopra il treppiede si monta un blocchetto di sostegno all'antenna in cui è presente una bolla per assicurarsi di tenere la strumentazione in orizzontale e un mirino ottico che punta verso il basso. È questa l'operazione più ardua da effettuare in quanto con piccoli movimenti bisogna mettere lo strumento

perfettamente in bolla e centrare il foro del caposaldo perfettamente al centro della croce presente nel mirino. Quando si è sicuri del posizionamento si può montare l'antenna ad anello avvitandola nel blocchetto di sostegno e orientarla verso il Nord, il tutto senza causare lo spostamento della strumentazione. Si prende poi nota dell'altezza dell'antenna rispetto al caposaldo con un metro dedicato che si inserisce all'interno di un foro nel blocchetto di sostegno.

Successivamente si procede all'acquisizione inserendo i dati relativi alla stazione e alla strumentazione utilizzata all'interno di un piccolo pc allegato alla strumentazione che registra su una scheda di tipo PCMCIA la posizione dell'antenna ogni 15 secondi, a partire dall'orario di accensione prestabilito, durante le ore stabilite di misura, e che tiene costantemente aggiornati sul numero di satelliti dai quali si stanno ricevendo informazioni. Il tutto è ovviamente collegato a una batteria al gelcel, o a pannelli solari che forniscono elettricità alla strumentazione.

Durante l'acquisizione gli operatori devono assicurarsi che non venga mai perso il segnale e che la batteria fornisca continuamente corrente, controllando di tanto in tanto il pc, e che lo strumento non si muova dalla posizione originaria, controllando la bolla e il mirino, annotando l'orario dei controlli fatti, gli eventuali problemi riscontrati, e segnalare i cambiamenti delle condizioni meteorologiche.



Figura 2.10. Configurazione tipica di una stazione di misura GPS. 1) treppiede; 2) blocchetto di sostegno dell'antenna con sistema di bolla e mirino ottico; 3) antenna Leica AT504; 4) metro; 5) cassa con ricevitore.

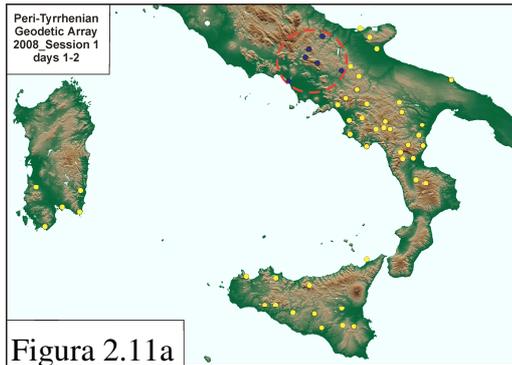
2.5.2 Schema delle campagne 2008 e 2010

I siti sono stati occupati partendo da quelli più a nord dell'Appennino e percorrendo la rete in senso orario lungo la penisola e le isole (figg. 2.11 a, b, c, d, e, f, g, h, i). Nel 2010 non è stata occupata la rete in Sardegna.

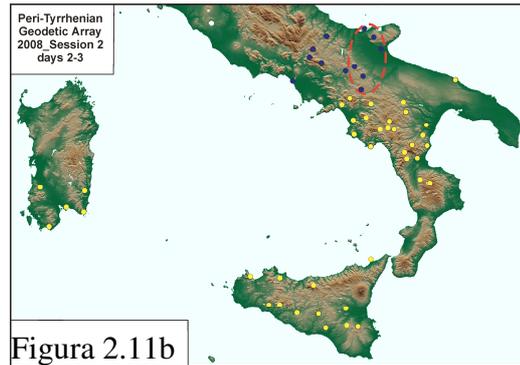
Lo schema consiste nell'occupazione simultanea di 6 siti (5 per due sessioni), pertanto partendo da un punto di raccolta comune ("Campo Base") ogni veicolo con due operatori ("squadra") raggiunge il sito prefissato dove gli operatori installano lo strumento e lo accendono al momento prestabilito coincidente con quello degli altri siti (ore 10 locali). Dopo 24 ore gli strumenti vengono spenti e la squadra si muove per la successiva sessione stabilita (ore 18 locali). Per ogni paio di sessioni c'è stato un giorno di riposo ("trasferimento") dove le squadre si sono riunite al Campo Base concordato in ogni settore.

Lo schema è illustrato nelle seguenti figure, divise per sessione (i pallini gialli indicano i siti da occupare, quelli blu i siti già occupati, il cerchio tratteggiato con diametro minore di 100 km indica i siti in occupazione durante la specifica sessione).

I sessione) Campania settentrionale e Molise (1 - 2 settembre)

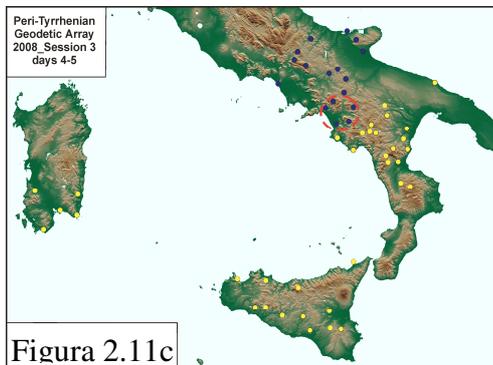


II sessione) Puglia settentrionale (2- 3 settembre)

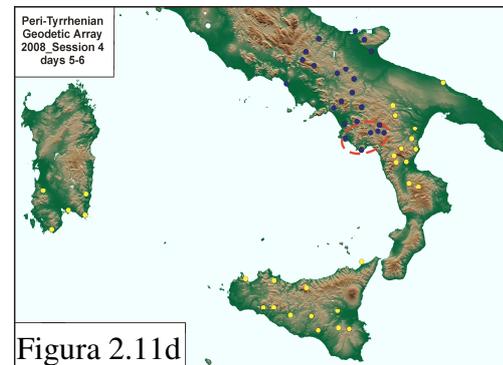


trasferimento in Irpinia (giorno 3-4)

III sessione) Campania occidentale (giorni 4-5)



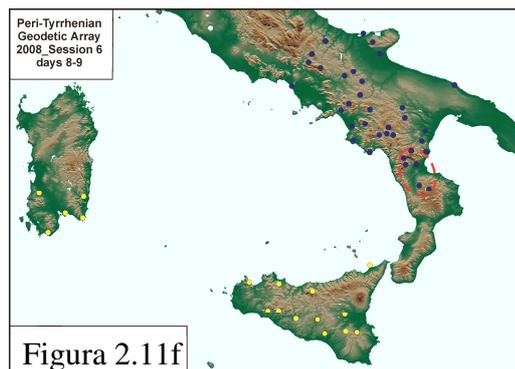
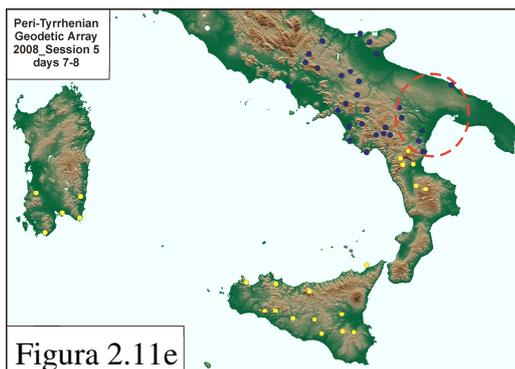
IV sessione) Campania meridionale - Lucania occidentale (giorni 5-6)



trasferimento in Lucania (giorno 6-7)

V sessione) Lucania E-Murge (giorni 7-8)

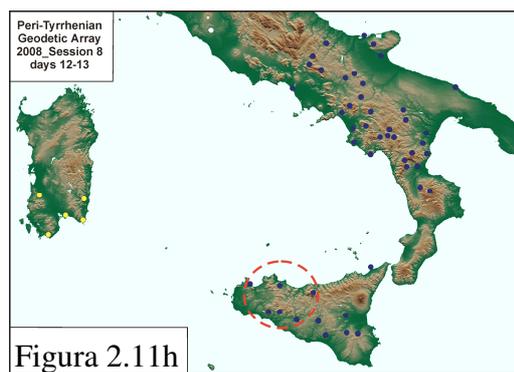
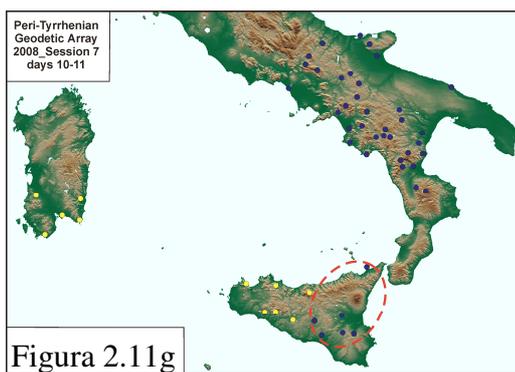
VI sessione) Calabria N (giorni 8-9)



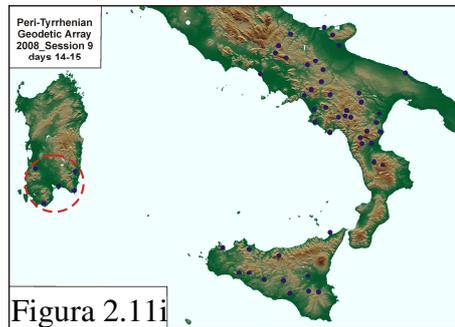
trasferimento in Sicilia di 4 squadre, incontro con la quinta e la sesta (giorno 9-10);

VII sessione) Sicilia E (giorni 10-11)

VIII sessione) trasferimento (giorno 11-12) e misure in Sicilia NW (giorni 12-13)



trasferimento in Sardegna di 5 squadre (giorno 13-14),
IX sessione) Sardegna meridionale (giorni 14-15);



Rientro a Napoli (giorno 15-16)

Figura 2.11. Schema della campagna di misura 2008, il circoletto tratteggiato identifica i siti misurati nella stessa giornata per ottenere baseline più piccole possibili.

Alla fine della campagna tutte le schede di acquisizione sono state trasferite sul pc di campagna (Panasonic Toughbook) fornito con la strumentazione, e i file di misurazione sono stati trasformati in file RINEX che sono stati successivamente processati.

2.6 Processing dei dati

I dati sono stati processati presso l'istituto INGV di Catania mediante il software GAMIT/GLOBK (versione 10.35) sviluppato al CFA (Harvard Smithsonian Center of Astrophysics) del Massachusetts Institute of Technology e presso l'Institution of Oceanography, University of California (San Diego). Il software è articolato in diverse routine per il processamento e la modellazione delle osservazioni GPS mediante una procedura multi-step in tre fasi mediate da tre moduli differenti del software (Herring et al., 2006) (fig. 2.12).

2.6.1 Elaborazione dei dati grezzi

La prima fase (fig. 2.12.1) è condotta dal modulo GAMIT, che utilizza le combinazioni lineari degli osservabili doppia differenza iono-free (corretti, cioè, dell'errore dovuto alla rifrazione del segnale quando questo attraversa la ionosfera) L1 e L2 per generare soluzioni pesate ai minimi quadrati per ogni

sessione giornaliera (King et al., 1985; Bock et al., 1986; Schaffrin e Bock, 1988; Dong e Bock, 1989). Si utilizza, in sostanza, la differenza tra due singole differenze (tra due stazioni) relative a due satelliti diversi alla stessa epoca. Questo metodo di posizionamento relativo, se applicato su corte distanze per cui si può supporre che i due ricevitori osservano i satelliti attraverso lo stesso mezzo di propagazione, permette di ridurre gli errori dovuti agli effetti non modellabili della rifrazione atmosferica (troposfera e ionosfera).

Un altro vantaggio derivante dalla doppia differenza è che durante l'elaborazione dei dati registrati, confrontando la quantità osservate con quelle predette, possono essere identificati e successivamente rimossi i salti di fase nel dato registrato provocati dalla perdita di segnale del satellite da parte del ricevitore, (cycle slip) con un algoritmo automatico (AUTOCLN; Herring, 2006b, King e Bock, 2000).

L'organizzazione dei file prevede che su base giornaliera si scompattino, si trasformino e si archivino i file rinex registrati durante la campagna di misura. Considerato che alcuni siti possono presentare errori o incongruenze all'interno dei file rinex (codici antenna/ricevitore errati, e/o altezze dell'antenna sbagliati) che possono influenzare significativamente il processing dei dati e quindi la successiva interpretazione, si controllano i dati riportati dall'operatore sui quaderni di campagna per assicurarsi che le informazioni inserite nei file siano corrette e poi tramite il software TEQC si convertono i file nel formato standard IGS. Le informazioni principali circa le stazioni sono ottenute tramite una riga di comando che costruisce il cosiddetto *station.info* (appendice 1 ed esempio in tab. 2.4), una tabella che elenca la storia della stazioni di riferimento (frame di riferimento in tabella 2.4) e di quelle discrete (station info 2008 e 2010 in tabella 2.4) coinvolte nell'elaborazione (i.e., nome della stazione e acronimo, ricevitore, antenna, offsets, inizio fine della registrazione, cambi di configurazione, etc).

TABELLA 2.4							
SITO	Nome Stazione	Inizio (a doy h m s)	Fine (a doy h m s)	Ant H	HtCod	AntN	AntE
Recivitore Tipo	Vers		SwVer	Recevitore	Antenna Tipe	Dome	Antenna
NOTO	Noto-Radioastr	1995 33 0 0 0	1998 211 0 0 0	0	DHPAB	0	0
ROGUE SNR-8100	2,8,32,1		2,8	149	AOAD/M_T	NONE	447
NOTO	Noto-Radioastr	1998 211 0 0 0	9999 999 0 0 0	0	DHPAB	0	0
TRIMBLE 4000SSI	7,27		7,27	21577	TRM29659,00	NONE	11724
Stationinfo-2008							
ACRE	ACRE	2008 254 17 0 0	2008 254 23 59 4	1,287	DHARP	0	0
LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT504	UNKN	mstinf2:
ACRE	ACRE	2008 255 0 0 0	2008 255 16 0 15	1,287	DHARP	0	0
LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT504	UNKN	mstinf2:
Stationinfo-2010							
ACRE	ACRE	2010 260 0 0 0	2010 300 23 59 5	1,2541	DHARP	0.0000	0.0000
LEICA	GRX1200GGPRC	6.02	6.02	480637	LEIAT504GG	NONE	

Tabella 2.4. Esempio di station info delle stazioni di riferimento e delle stazioni della rete PTGA per gli anni 2008 e 2010. La lista completa è in Appendice 1.

Alla fine di questa procedura i file archiviano vengono archiviati in funzione del giorno e dell'anno di osservazione. Per una migliore stima dei parametri contenuti in ciascuna soluzione giornaliera sono state utilizzate le effemeridi precise calcolate dall'International GNSS (Global Navigation Satellite System) Service (IGS) e i parametri di rotazione della terra forniti dall'International Earth Rotation Service. Sono stati, inoltre, inclusi nel processing i dati di 10 stazioni IGS permanenti (AJAC, CAGL, GRAS, GRAZ, LAMP, MATE, MEDI, NOT1, NOTO e ZIMM) scaricati dall'archivio SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Center) tramite riga di comando o manualmente dal sito nel formato Hatanaka. Il prodotto di questo primo step è la stima delle soluzioni giornaliere poco vincolate (h-files loose-constrain) contenenti le coordinate delle stazioni, le orbite, i ritardi atmosferici e le matrici di varianza e covarianza.

2.6.2 Combinazione delle soluzioni giornaliere poco vincolate e creazione delle serie temporali

In una seconda fase le soluzioni loose-constrain (debolmente vincolate) giornaliere sono state combinate (su base giornaliera) con soluzioni regionali (IGS1, IGS2, IGS3, IGS4, EURA ed EUREF) fornite dal SOPAC e

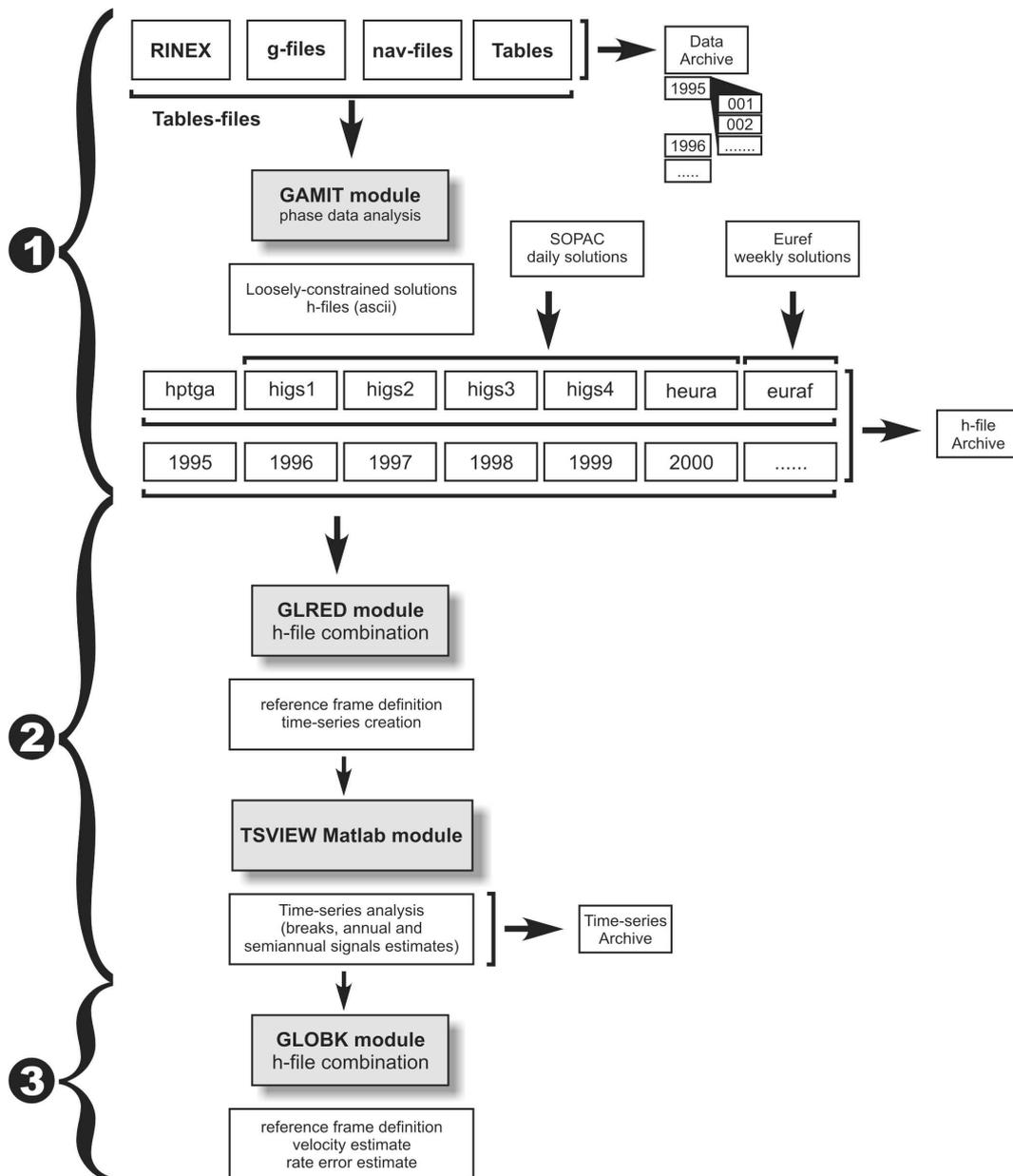


Figura 2.12. Schematizzazione in tre fasi principali della procedura multi-step di processing dei dati. (Modificata da Serpelloni et al. 2006).

dall'EPN (EUREF Permanent Network) mediante l'uso del modulo GLRED di GLOBK per generare una soluzione giornaliera combinata della rete non vincolata. Successivamente, mediante il modulo GLRED di GLOBK le soluzioni giornaliere combinate sono state inquadrare nel sistema di riferimento ITRF (vedi par. 2.6.4) 2005 (Altamimi et al., 2007) mediante una trasformazione di Helmert (stima di 3 parametri di rotazione, 3 parametri di traslazione e 1 fattore di scala) per la produzione sia delle serie temporali delle componenti Nord, Est e Up di ciascuna stazione (fig. 3.2), sia del campo di velocità (tab. 3.1; fig. 3.3). Ciascuna serie temporale è stata convertita nel formato ascii mb, in modo da poterla visualizzare ed analizzare mediante il software TSVIEW, sviluppato in ambiente Matlab (Herring et al., 2003). TSVIEW è un'applicazione con interfaccia grafica utente (GUI) che consente l'editing interattivo dei dati delle serie temporali di stazioni GPS. In particolare TSVIEW consente di stimare e correggere offsets ed outliers, di stimare le velocità dalle serie temporali mediante operazioni di fit ai minimi quadrati pesati e di adattare e correggere alcune armoniche agli effetti stagionali con periodo semi-annuale ed annuale. L'analisi con TSVIEW è stata eseguita prevalentemente sulle serie temporali delle stazioni permanenti, poiché la loro campionatura giornaliera permette di stimare correttamente offsets e componenti annuali e semiannuali e di eliminare gli outliers. L'analisi delle serie temporale delle stazioni discrete ha permesso solo di verificare la presenza/assenza di significativi offsets (dovute ad erronea altezza strumentale) e di eliminare eventuali misure affette da errori significative. Alla fine dell'analisi sono stati creati dei file ascii (compatibili con GLOBK) contenenti tutte le informazioni acquisite durante la fase di screening delle serie temporali. Al fine di eliminare gli outliers e correggere gli offsets all'interno delle serie temporali, questi file sono stati utilizzati in GLRED in una successiva fase di compensazione.

2.6.3 Stima delle velocità

Utilizzando il modulo GLORG di GLOBK, le soluzioni giornaliere combinate, ripulite da offsets e outliers sono state inquadrare nel sistema di

riferimento ITRF2005 (Altamimi et al., 2007) mediante una successiva trasformazione di Helmert (tab 3.1, fig. 3.3). Infine, sempre mediante l'uso di GLORG, il campo di velocità è stato allineato rispetto ad un sistema di riferimento denominato Europa centrale stabile (tab. 3.3; fig. 3.5), stabilito a partire dal polo di rotazione (tab. 3.2) calcolato da Nocquet e Calais nel 2003 utilizzando 12 stazioni (fig. 3.4; tab. 3.2) con un residuo delle velocità minore di 0,6 mm/a.

In ultima istanza la rete è stata divisa in 3 zone principali: Appennino meridionale, Sicilia e Sardegna e per ogni zona la velocità dei siti è stata riferita alla stazione fiduciale permanente più vicina, rispettivamente MATE (tab 3.4, fig. 3.6), NOTO (tab 3.5, fig. 3.7) e CAGL (fig. 3.8, tab 3.6).

2.6.4 Cenni sul sistema di riferimento ITRF

Per interpretare i risultati ottenuti in termini di movimenti e deformazioni delle placche è di fondamentale importanza l'assunzione di un sistema di riferimento, definito da un dataset di coordinate e velocità di spostamento delle stazioni ad una fissata epoca. Il posizionamento che si ottiene dall'elaborazione dei dati GPS è strettamente connesso al sistema di riferimento e viceversa è quindi indispensabile per il posizionamento geodetico la precisa definizione e realizzazione dei sistemi di riferimento celesti e terrestri. L'orientazione della Terra nello spazio è una complicata funzione nel tempo che può essere rappresentata al primo ordine come la combinazione di diversi moti: rotazione terrestre, moto del polo, nutazione e precessione. La definizione del sistema di riferimento terrestre è complicata dai processi geofisici che deformano la crosta terrestre a scala globale, regionale e locale. La realizzazione di un sistema di riferimento avviene attraverso la definizione di un "*reference frame*". Il sistema di riferimento terrestre (TRF) è definito da un catalogo di coordinate cartesiane, ad un'arbitraria epoca, determinato da diversi tipi di osservazioni geodetiche spaziali: Satellite Laser Ranging (SRL), Very Long Baseline Interferometry (VLBI) and Global Positioning System (GPS). Il TRF è realizzato dallo IERS (International Earth Rotation Service) che combina i risultati di differenti centri di analisi dati,

che adottano gli stessi standard di elaborazione, distribuisce dati circa l'orientamento della Terra e mantiene aggiornate le materializzazioni del sistema di riferimento terrestre (ITRF). In particolare, il Sistema di Riferimento Terrestre Internazionale (ITRS) soddisfa i seguenti punti: (i) è geocentrico, la scala è in accordo con il TCG (Geocentric Coordinate Time), (ii) è orientato secondo un polo di riferimento (IRP) e un meridiano di riferimento (IRM), (iii) l'evoluzione nel tempo dell'orientamento è assicurata assumendo che non ci siano rotazioni globali (condizione di "no-netrotation"). Le coordinate ITRF implicitamente definiscono gli assi del sistema di riferimento. Il modello usato per la combinazione è basato su trasformazioni di similitudine a sette parametri (tre traslazioni, tre rotazioni e fattore di scala) tra ITRF e ogni singola soluzione di ogni singola tecnica geodetica spaziale. Esistono diverse realizzazioni "ITRF_{yy}" (dove "yy" è l'anno di riferimento) ad esse si affiancano le realizzazioni dell'IGS (International Geodynamic Service) sulla base dei soli dati globali di stazioni GPS (Altamini et al., 2002; Ray et al., 2004). L'ITRF2005 (Altamini et al., 2007), cui si riferiscono i risultati presentati in questo lavoro, rappresenta il sistema di riferimento in cui si realizza la massima coerenza fra EOP (Earth Orientation Parameters), EPH (Ephemerides) e parametri delle stazioni permanenti IGS.

2.6.5 Rapidi cenni ai differenti tipi di errori

È noto dalla letteratura che gli spettri di potenza di diversi fenomeni geofisici possono essere correttamente approssimati mediante una semplice espressione funzione della frequenza. In particolare, data una serie N di misure GPS $x_j=1, \dots, N$ discrete ed equispaziate, il tasso di errore (varianza) secondo la teoria di Mao (Mao et al., 1999) risulta composto da tre componenti: la prima indipendente dalla frequenza e quindi detta white-noise, la seconda Gaussiana con potenza spettrale dipendente dall'inverso della frequenza ($1/f$) detta flicker-noise (rumore rosa) e la terza con caratteristiche di moto browniano non sempre rilevabile o rilevabile solo dopo 2 anni di registrazioni continue e con potenza

spettrale dipendente dall'inverso del quadrato della frequenza ($1/f^2$) detta random-walk noise (rumore rosso).

Secondo, dunque, la letteratura citata in precedenza la componente di flicker-noise dipende da effetti atmosferici stagionali e dal periodo ($1/f$) delle orbite satellitari (periodicità più brevi), mentre il random-walk noise dipende essenzialmente dalla stabilità dei monumenti (periodicità più ampie).

I differenti tipi di errori che influiscono sulla distanza misurata e da cui deriva la precisione del posizionamento sono di seguito elencati.

2.6.5.1 Errori nella correzione degli orologi

Leggere discrepanze tra l'orologio interno dei ricevitori GPS e l'ora GPS, che sincronizza l'intero sistema di posizionamento globale, possono determinare imprecisioni nelle distanze calcolate. La soluzione al problema prevede l'applicazione di alcuni algoritmi matematici per compensare l'errore intrinseco associato all'acquisizione dell'ora da parte dei ricevitori GPS da tre o più segnali satellitari, in modo da poter reimpostare regolarmente l'orologio.

2.6.5.2 Errori dovuti alla propagazione dei segnali nella troposfera e nella ionosfera

Nell'attraversamento di tali strati, le onde elettromagnetiche subiscono sia variazioni nella velocità sia rifrazioni che producono un allungamento dei percorsi rispetto a quelli rettilinei previsti tra il satellite e il ricevitore. poiché l'estensione della ionosfera è variabile nel tempo e nello spazio, il segnale subirà analogamente un ritardo in funzione del tempo e dello spazio. La loro completa eliminazione richiede l'uso delle due frequenze (L1 e L2).

2.6.5.3 Errori dovuti all'imprecisione delle effemeridi

Ciascun satellite modula i segnali trasmessi con il messaggio contenente informazioni sulla propria posizione istantanea e sull'istante di emissione del segnale. I satelliti ruotano attorno alla terra, secondo le leggi di Keplero ed è quindi possibile calcolare le posizioni che assumeranno in futuro. Questo in

teoria. In pratica il moto viene alterato da fenomeni come l'attrito non uniforme del pulviscolo meteoritico. Le stazioni di terra intervengono per correggere tali errori di posizione: la correzione viene effettuata determinando la posizione del satellite per mezzo di altri 4 satelliti e introducendo nel calcolo le posizioni note delle cosiddette stazioni di monitoraggio. I dati calcolati vengono integrati con le leggi di Keplero e le nuove effemeridi vengono inviate a tutti i satelliti.

2.6.5.4 Errori prodotti da percorsi multipli

Tra tutti gli errori di posizionamento, una particolare rilevanza assume il cosiddetto "Multipath". Questo termine individua il fenomeno di riflessione delle onde elettromagnetiche del segnale satellitare determinato da oggetti circostanti l'antenna del ricevitore GPS. Le antenne GPS dell'ultima generazione sono in grado di filtrare il segnale che ha subito Multipath anche se la massima accuratezza è ottenibile utilizzando una antenna particolare denominata "choke ring". Questo tipo di antenna è infatti dotata di una serie di anelli concentrici che "intrappolano" i segnali indiretti.

2.6.5.5 Errore di posizione nello spazio (geometria dei satelliti)

La diluizione della precisione (DOP) è il parametro di valutazione della disposizione dei satelliti e si riferisce alla distanza e alla posizione dei satelliti nel cielo. Il parametro DOP può amplificare l'effetto degli errori di rilevamento dei satelliti. Il miglior modo per ridurre al minimo gli effetti del DOP consiste nell'osservare il maggior numero possibile di satelliti. È opportuno tuttavia rammentare che i segnali emessi dai satelliti a bassa elevazione sono in genere più soggetti all'influenza di gran parte delle fonti di errore.

CAPITOLO 3

CAMPI DI VELOCITA' GEODETICI

La strategia di processing descritta è stata usata per analizzare e combinare le osservazioni GPS non permanenti collezionate in 5 campagne di misura effettuate con equipaggiamenti diversi, in un intervallo massimo di tempo di 15 anni, al fine di produrre un campo di velocità coerente nelle due dimensioni Nord e Est, per le successive interpretazioni sulla deformazione attiva.

3.1 Serie temporali

La serie temporale è il primo risultato del processing (tab. 3.1; Appendice 2 con esempio in fig. 3.2); quanto più è accurata la regressione lineare di una serie temporale (cioè il suo R^2 è vicino a 1) più affidabile sarà il campo di velocità. La serie temporale presenta 3 componenti di velocità (Nord Est e Up); la regressione lineare è determinata usando la posizione giornaliera del sito ponderata per l'errore formale che si calcola statisticamente con lo scarto quadratico medio, (rms: root mean square). In sostanza, il metodo dei minimi quadrati deriva una retta che interpola uno scatter di punti minimizzando la somma dei quadrati delle distanze dei punti stessi dalla retta (fig. 3.1). La distanza dei punti dalla retta derivata mi da l'errore sulla componente considerata (E+-, N+-, H+-).

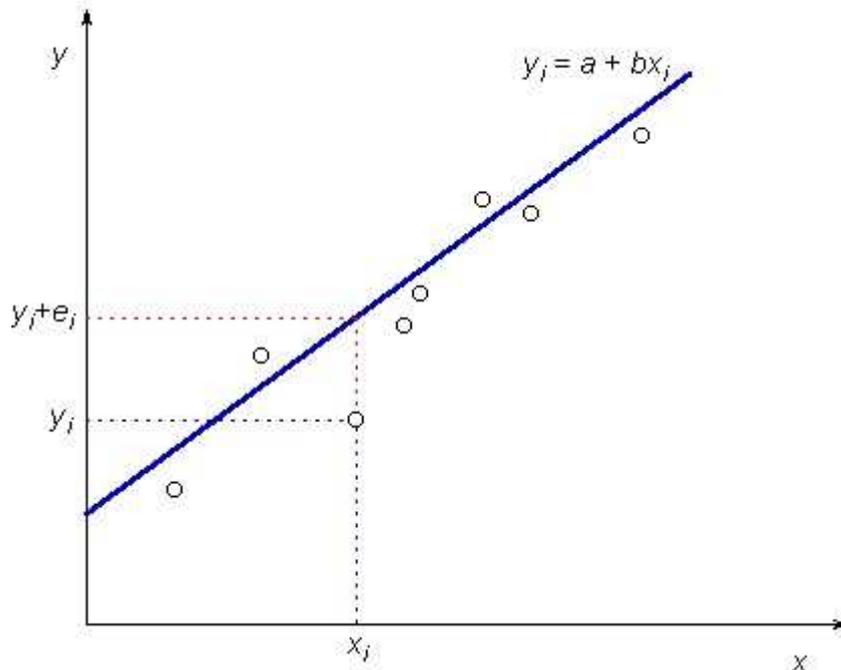


Figura 3.1 Metodo di regressione lineare semplice (modificato da Taylor, 1986).

Quello che teniamo in considerazione sono le prime 2 componenti Nord e Est che rappresentano il movimento orizzontale. Per le stazioni temporanee la componente verticale è da ritenersi poco affidabile (Devoti et al., 2010) in quanto il valore dello spostamento verticale in queste aree è già molto piccolo e l'errore spesso risulta addirittura maggiore. L'errore è elevato in quanto a quello formale intrinseco si associa l'errore legato alla misurazione che avviene ogni volta con strumentazione e treppiedi differenti che ne aggiungono incertezza.

É comunque importante notare come in tutte le stazioni la risposta qualitativa della componente verticale (Up) fornisce un aumento verticale in tutte le stazioni. Questo, pur rimanendo un dato assolutamente qualitativo, ci permette però di ovviare al problema di una eventuale franosità dei siti, in quanto la maggior parte dei siti della rete non è soggetto a movimenti verticali negativi. Gli unici siti che presentano un valore negativo su questa componente (abbassamento) sono i siti di CAMP e ALBI; nel primo caso sia l'indagine geologica, sia l'incongruenza tra l'orientazione del pendio verso ovest e il movimento orizzontale del sito verso SSW e il buon grado di parallelismo con il sito più prossimo LONG ci indica che il dato è affidabile, cioè potrebbe rispecchiare una deformazione tettonica. Per

quanto riguarda ALBI le sole due misurazioni a disposizione rendono ancora inutilizzabile il dato.

Lo stesso criterio è stato adottato per tutti gli altri siti con due sole misurazioni a disposizione che sono state escluse dal campo di velocità finale perché le loro velocità sono affette da errori ancora troppo grandi derivati dal breve intervallo di tempo intercorso tra le due misure. L'unica eccezione è stata fatta per il sito di LENT in quanto pur avendo solo due misure, queste sono però distanziate di 10 anni, e pertanto fuori dall'errore nominale dati i tassi di dislocazione in quest'area. In termini grafici, la freccia che rappresenta le componenti di velocità della stazione è, quindi, fuori dall'ellisse di errore. A titolo di esempio vengono ancora riportati per i sistemi di riferimento generali (ITRF2005 e Europa centrale) i siti a due misure in Sicilia, mentre per i sistemi di riferimento locali riportiamo fra questi il solo sito di LENT per i motivi sopraelencati.

TABELLA 3.1								
Nome	Long.	Lat.	Tasso E	Tasso N	E +-	N +-	Tasso H	H +-
	°	°	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a
ACQ1	15,77	41,577	21,94	19,02	0,14	0,13	8,13	0,34
ACRE	14,894	37,055	22,54	17,62	1,09	1,07	5,26	2,25
ACRI	16,086	39,893	22,2	19,58	0,13	0,12	7,93	0,28
AJAC*	8,763	41,927	20,37	16,09	0,1	0,09	-0,29	0,18
ANDR	15,329	40,952	22,45	18,52	0,23	0,22	9,89	0,55
BAGN	15,079	40,824	22,02	15,67	0,21	0,22	10,07	0,53
CAGL*	8,973	39,136	21,7	16,1	0,03	0,03	0,13	0,07
CAGZ*	8,973	39,136	20,83	16,43	0,17	0,16	-0,29	0,31
CAMP	14,495	41,439	21,05	17,7	0,22	0,22	-24,54	0,56
CARM	15,613	40,278	21,56	18,52	0,22	0,22	8,13	0,49
CASA	14,707	37,106	23,7	23,68	1,12	1,1	12,17	2,6

CASS	16,306	39,789	21,74	18,8	0,21	0,22	8,98	0,49
CATE	13,464	37,647	20,36	18,79	1,23	1,15	32,03	2,84
CECI	16,534	39,37	22,17	18,58	0,13	0,13	9,42	0,33
CICL	14,961	41,254	21,35	19,11	0,22	0,22	7,8	0,51
COLO	16,429	40,185	23,15	18,87	0,22	0,22	7,46	0,51
CONS	14,688	36,963	18,43	21,91	0,62	0,63	5,11	1,74
CRST	12,863	38,024	19,84	19,01	0,14	0,13	7,07	0,36
DONG	15,355	40,472	20,98	17,83	0,13	0,12	8,21	0,28
FROS	14,349	41,642	25,01	16,65	0,2	0,2	9,86	0,44
GIUL	15,479	40,694	21,39	18,55	0,14	0,14	8,33	0,36
GRAN	15,05	40,449	20,98	16,85	0,13	0,13	7,6	0,31
GRAS*	6,921	43,755	20,2	16,16	0,05	0,05	0,75	0,09
GRAT	13,976	37,969	22,4	19,35	1,12	1,12	9,99	2,7
GRAZ*	15,493	47,067	21,55	15,85	0,05	0,05	0,74	0,09
GRUM	15,854	40,29	21,77	19,96	0,22	0,22	8,28	0,55
JUDI	14,648	37,503	21,18	19,18	0,13	0,13	7,39	0,32
LAMP*	12,606	35,5	19,85	18,5	0,11	0,1	-0,71	0,2
LASE	15,602	41,779	22,42	19,35	0,14	0,14	7,92	0,36
LENT	15,403	40,024	21,75	19,28	0,23	0,23	7,43	0,51
LONG	14,244	41,521	21,85	17,61	0,22	0,22	7,29	0,5
LUZX	16,344	39,442	22,43	18,65	0,13	0,12	7,27	0,28
MATE*	16,704	40,649	22,91	19,28	0,04	0,04	0,9	0,09
MAUR	14,684	41,838	23,96	18,72	0,22	0,22	8,45	0,62

MEDI*	11,647	44,52	22,31	17,47	0,06	0,05	-1,72	0,11
MEZZ	15,038	40,247	20,59	17,18	0,25	0,25	9,24	0,62
MILI	14,089	37,184	19,14	21,19	1,12	1,1	10,89	2,55
MONO	17,257	40,98	22,02	19,81	0,22	0,23	7,52	0,58
MURG	16,042	41,163	18,41	19,52	0,5	0,52	11,21	1,32
NOT1*	14,99	36,876	21,37	19,85	0,1	0,09	1,75	0,18
NOTO*	14,99	36,876	20,56	18,99	0,22	0,21	-0,55	0,39
OLIV	16,196	40,538	22,87	18,44	0,22	0,23	7,8	0,59
PRUV	13,369	38,057	18,52	18,35	0,48	0,47	3,15	1,23
ROCC	12,801	37,901	20,02	20,88	0,52	0,51	7,85	1,6
RUIN	8,603	39,54	19,76	16,54	0,21	0,22	8,3	0,69
SERB	15,349	41,139	22,83	18,5	0,13	0,12	7,53	0,29
SERR	16,093	39,847	22,73	19,41	0,14	0,13	6,39	0,33
SVIT	15,18	41,329	21,65	20,82	0,14	0,14	8,96	0,37
TEUL	8,811	38,945	20,98	15,08	0,18	0,17	8,33	0,46
TIMP	16,249	39,986	22,69	19,82	0,23	0,22	13,67	0,76
TOBE	14,844	40,707	19,87	17,26	0,13	0,13	8,03	0,3
TRIO	13,274	37,717	20,46	19,71	0,13	0,13	7,57	0,38
URPI	9,138	39,216	21,16	15,12	0,17	0,17	5,71	0,44
VAIA	15,74	40,273	22,14	19,6	0,26	0,25	6,06	0,6
VIPU	9,518	39,507	21,01	16,03	0,16	0,16	5,68	0,39
VISI	9,512	39,135	20,8	17,12	0,17	0,17	7,05	0,44
VOLX	15,843	40,413	23,1	18,12	0,22	0,22	7,47	0,52

ZIMM*	7,465	46,877	19,67	16,43	0,04	0,04	1,71	0,07
--------------	-------	--------	-------	-------	------	------	------	------

Tabella 3.1. Latitudine e longitudine dei siti PTGA nel sistema di riferimento ITRF2005. Vi sono elencate: la velocità orizzontale (Tasso E, Tasso N) e verticale (Tasso H) con relative incertezze (+-). Con l'asterisco le stazioni IGS fisse.

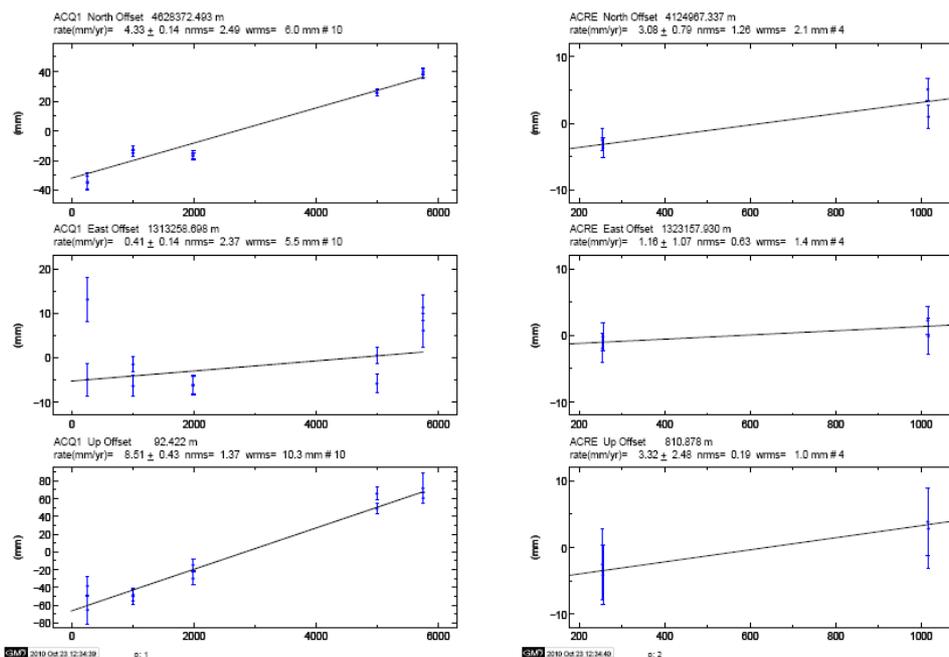


Figura 3.2. Esempio di serie temporali delle stazioni PTGA. La serie completa è in Appendice 2.

Laddove il numero di misurazioni è pari o maggiore di 3 in uno spazio temporale ragionevolmente lungo la precisione della linea di regressione tra i punti aumenta. Da qui in avanti mostreremo i risultati ottenuti, differenziando le frecce nelle figure con il blu il giallo e il rosso, rispettivamente per stazioni con 5 e 4 misure, stazioni con 3 misure e stazioni con 2 misure.

3.2 Campi di velocità

3.2.1 ITRF2005

A partire quindi dalle serie temporali è stata ricavata la mappa delle velocità (fig. 3.3) delle stazioni della rete PTGA e delle stazioni fiduciali IGS calcolandone le velocità rispetto al centro di massa della terra in riferimento all'ITRF2005 (Altamimi et al. 2007) (vedi par. 2.6.4).

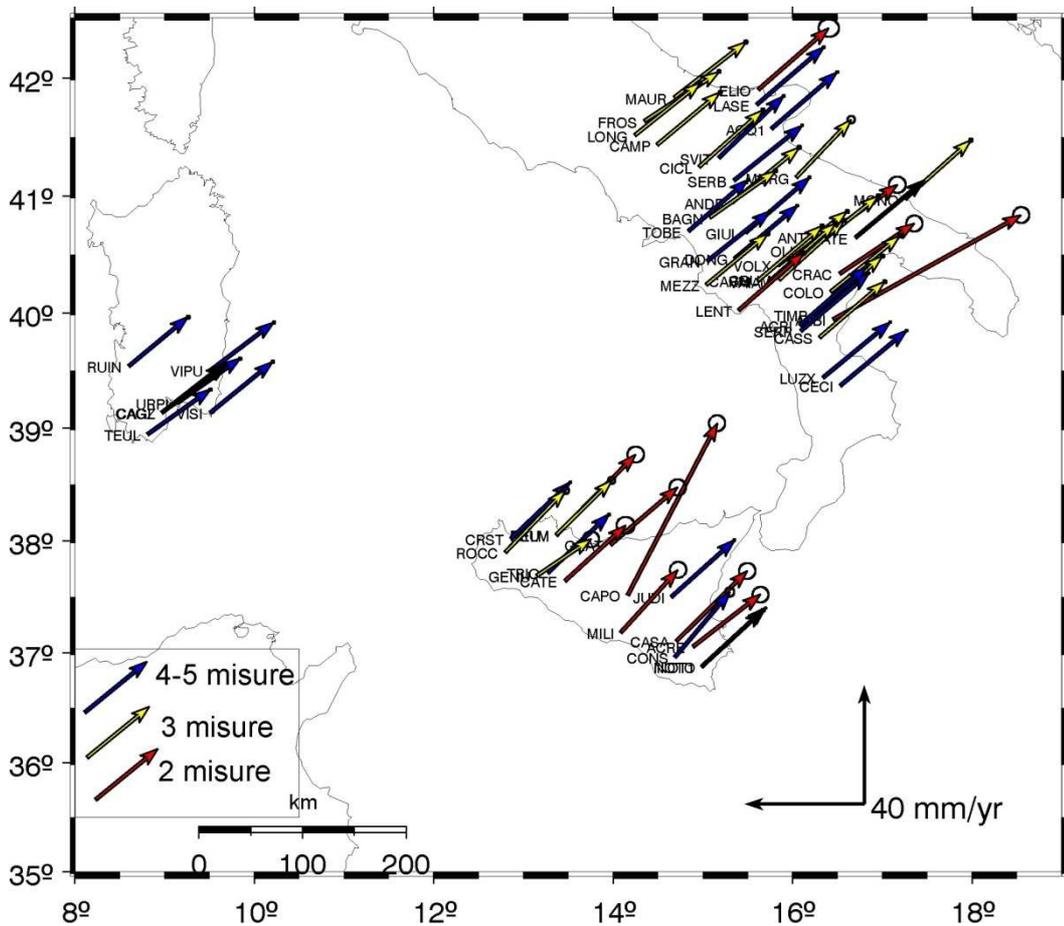


Figura 3.3. Velocità dei siti PTGA e dei siti CGPS fiduciali rispetto al sistema di riferimento ITRF2005 di Altamimi et al., 2007.

In questo sistema di riferimento tutti i siti della rete si muovono in direzione NE con simile velocità. E' apprezzabile già in questo sistema di riferimento il non perfetto parallelismo tra gli azimuth delle velocità delle stazioni. Per meglio apprezzare queste variazioni che alla scala dei 40 mm/a risultano ancora piccole, ma che rappresentano in realtà la deformazione interna alla rete (di possibile natura tettonica) è stata costruita una mappa delle velocità rispetto ad un sistema di riferimento più vicino e geologicamente coerente.

3.2.2 Europa centrale stabile

I risultati presentati in questa tesi sono consistenti con il pattern di dislocazione registrato da altre reti permanenti ed episodiche in quest'area (Anzidei et al., 2001; Hollenstein et al., 2003; Serpelloni et al., 2005; D'Agostino et al. 2008). La velocità residua delle stazioni IGS permanenti per MATE, NOTO e CAGL è stata calcolata indipendentemente con differenti realizzazioni di Europa tratte dalla letteratura (Altamimi et al., 2007; Serpelloni et al., 2007; Nocquet et Calais 2003), e si è constatato che le differenze con le velocità calcolate negli studi citati per quelle stesse stazioni sono dell'ordine di massimo 1 mm/a per la componente Nord di NOTO.

Sulla base di questi confronti è stata scelta come soluzione migliore quella che fa riferimento alla realizzazione di Europa stabile proposta da Nocquet e Calais (2003) in quanto il residuo delle velocità ad un massimo di 0,6 mm/a è apparso ottimale. Il polo di rotazione scelto è stato provato su un set di stazioni fiduciali da noi scelte (fig. 3.4 in blu) per creare il nostro sistema di riferimento europeo (BOR1, JOZE, PENC, POTS e WTZR) mostrando un buon accordo tra il modello atteso e quello misurato. Inoltre, la definizione del sistema stabile è stata fatta da noi solo con stazioni appartenenti al blocco Europeo, mentre negli altri casi citati sono stati usati siti appartenenti al blocco scandinavo e russo che geologicamente e cinematicamente sono meno coerenti con il blocco Europeo (e.g. Ziegler et al., 1995). In questo modo il sistema di riferimento è sicuramente meno vincolato perché costituito da un numero minore di stazioni, e poste in un areale più circoscritto, però oltre a mantenere una maggiore coerenza geologica, ha anche *baseline* più piccole rispetto alla rete PTGA. Ciò consente un maggiore grado di libertà al movimento delle stazioni e permette di mettere in risalto la variabilità interna alla rete, che è l'obiettivo di indagine principale di questa tesi. Ad ogni modo la buona compatibilità del risultato ottenuto per le stazioni fiduciali ci permette di dare valenza anche ai siti PTGA non permanenti, le cui velocità sono in accordo con i risultati di altri studi (Nocquet e Calais, 2003; Serpelloni et al., 2005; D'Agostino et al., 2008).

A partire quindi dal polo di rotazione di Europa calcolato da Nocquet e Calais (2003) (tab. 3.2) tramite l'utilizzo di 12 siti e da noi con 5 siti (fig. 3.4) con velocità residua minore di 0,6 (tab. 3.2) sono state calcolate le velocità residue della nostra rete in riferimento alla nostra definizione di Europa centrale stabile (tab. 3.3; fig. 3.5). Per ruotare la mia soluzione rispetto al blocco stabile da noi costruito ci si avvale dei 7 parametri di trasformazione di Helmert (vedi par. 2.6.2) che mi restituiscono il mio sistema allineato a quello considerato stabile e le mie velocità "sottratte" in relazione a quelle che compongono il mio sistema di riferimento.

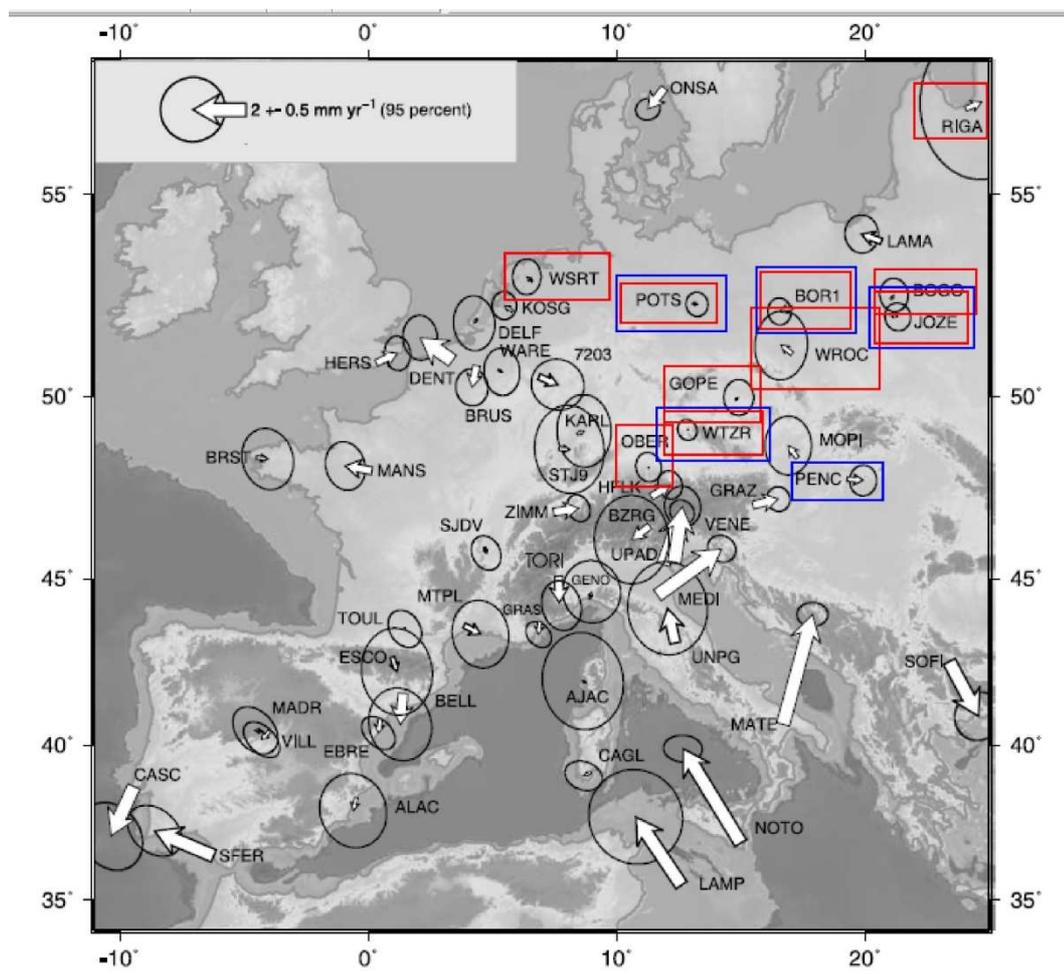


Figura 3.4. Mappa delle velocità residuali calcolate da Nocquet e Calais, 2003 rispetto ad Europa centrale stabile. In rosso i siti utilizzati per il calcolo del polo (tab. 3.2) di rotazione (mancano ZWEN e 7561 in Russia e Ucraina) con velocità residue minori di 0,6 mm/a e in blu quelle utilizzate da noi (modificata da Nocquet e Calais, 2003).

Code	σ_{E}	σ_{N}	Residuals	
			V_e	V_n
BOGO	0.2	0.2	0.1	0.2
BORI	0.1	0.2	-0.5	-0.2
GOPE	0.2	0.3	0.1	0.1
JOZE	0.2	0.2	0.3	-0.1
POTS	0.1	0.1	0.1	0.0
WROC	0.4	0.5	-0.5	0.3
OBER	0.2	0.2	0.0	0.0
WSRT	0.2	0.2	-0.2	0.2
WTZR	0.1	0.1	0.0	0.0
RIGA	0.9	1.2	0.6	0.3
ZWEN	0.4	0.3	0.1	0.2
7561	0.6	0.7	0.2	-0.2

wrms: 0.4 mm yr⁻¹.

A posteriori variance factor: 1.25.

Euler pole values			Euler pole error ellipse			
latitude	longitude	ω	a	b	az	σ_ω
55.8	-102.1	0.25	0.91	0.14	149.7	0.003

Tabella 3.2. In alto siti utilizzati con σ_{ve} , σ_{vn} , V_e , V_n : deviazione standard e velocità residuali delle componenti est e nord. In basso coordinate del polo di rotazione calcolato di Europa centrale con coordinate spaziali; ω : tasso di rotazione in deg/Ma; a, b, az: semiasse maggiore e minore dell'ellisse e azimuth del semi asse maggiore; σ_ω : errore ad 1 σ del tasso di rotazione in deg/Ma (da Nocquet e Calais, 2003).

Nome	Long.	Lat.	Tasso E	Tasso N	E +-	N +-	Corr	Tasso H	H +-
	°	°	mm/yr	mm/yr	mm/yr	mm/yr	mm/yr	mm/yr	mm/yr
ACQ1	15,77	41,577	0,27	3,68	0,14	0,13	0,029	6,51	0,34
ACRE	14,894	37,055	0,21	2,09	1,09	1,07	0,014	3,67	2,25
ACRI	16,086	39,893	0,17	4,21	0,13	0,12	0,024	6,34	0,28
AJAC*	8,763	41,927	-0,07	0,12	0,1	0,09	-0,011	-1,89	0,18
ANDR	15,329	40,952	0,73	3,11	0,23	0,22	0,004	8,29	0,55
BAGN	15,079	40,824	0,31	0,23	0,21	0,22	0,011	8,48	0,53
CAGL*	8,973	39,136	0,21	0,26	0,02	0,02	-0,029	-0,54	0,05
CAGZ*	8,973	39,136	-0,19	0,4	0,17	0,16	-0,006	-1,86	0,31

CAMP	14,495	41,439	-0,45	2,22	0,22	0,22	0,01	-26,14	0,56
CARM	15,613	40,278	-0,33	3,12	0,22	0,22	0,01	6,55	0,49
CASA	14,707	37,106	1,41	8,13	1,12	1,1	0,012	10,55	2,6
CASS	16,306	39,789	-0,33	3,45	0,21	0,22	0,016	7,39	0,49
CATE	13,464	37,647	-1,64	3,12	1,23	1,15	-0,014	30,39	2,84
CECI	16,534	39,37	-0,01	3,24	0,13	0,13	0,027	7,84	0,33
CICL	14,961	41,254	-0,25	3,67	0,22	0,22	0,016	6,21	0,51
COLO	16,429	40,185	1,14	3,55	0,22	0,22	0,019	5,87	0,51
CONS	14,688	36,963	-3,91	6,28	0,62	0,63	0,04	3,51	1,74
CRST	12,863	38,024	-2,06	3,25	0,14	0,13	-0,002	5,56	0,36
DONG	15,355	40,472	-0,83	2,4	0,13	0,12	0,012	6,61	0,28
FROS	14,349	41,642	3,57	1,16	0,2	0,2	0,009	8,26	0,44
GIUL	15,479	40,694	-0,41	3,14	0,14	0,14	0,008	6,73	0,36
GRAN	15,05	40,449	-0,79	1,39	0,13	0,13	0	6	0,31
GRAS*	6,921	43,755	0,39	-0,11	0,05	0,05	-0,03	-0,54	0,09
GRAT	13,976	37,969	0,4	3,76	1,12	1,12	-0,005	8,35	2,7
GRAZ*	15,493	47,067	1,16	0,65	0,05	0,05	0,004	-0,96	0,09
GRUM	15,854	40,29	-0,14	4,58	0,22	0,22	0,005	6,69	0,55
JUDI	14,648	37,503	-1,05	3,58	0,13	0,13	0,023	5,86	0,32
LAMP*	12,606	35,5	-1,55	2,69	0,1	0,09	-0,043	-1,05	0,18
LASE	15,602	41,779	0,81	4	0,14	0,14	0,023	6,3	0,36
LENT	15,403	40,024	-0,15	3,84	0,23	0,23	0,012	5,85	0,51
LONG	14,244	41,521	0,4	2,1	0,22	0,22	0,013	5,7	0,5

LUZX	16,344	39,442	0,28	3,29	0,13	0,12	0,031	5,68	0,28
MATE*	16,704	40,649	0,95	3,75	0,05	0,04	0,052	-0,56	0,09
MAUR	14,684	41,838	2,51	3,27	0,22	0,22	0,005	6,84	0,62
MEDI*	11,647	44,52	2,01	1,73	0,05	0,05	0,009	-3,4	0,11
MEZZ	15,038	40,247	-1,21	1,72	0,25	0,25	0,012	7,67	0,62
MILI	14,089	37,184	-3,03	5,59	1,12	1,1	0,012	9,29	2,55
MONO	17,257	40,98	0,02	4,62	0,22	0,23	0,013	5,91	0,58
MURG	16,042	41,163	-3,4	4,18	0,5	0,52	0,009	9,59	1,32
NOT1*	14,99	36,876	-0,93	4,32	0,1	0,09	0,014	0,15	0,18
NOTO*	14,99	36,876	-2,31	2,92	0,22	0,21	0,001	-2,45	0,39
OLIV	16,196	40,538	0,95	3,11	0,22	0,23	0,021	6,21	0,59
PRUV	13,369	38,057	-3,44	2,63	0,48	0,47	-0,001	1,56	1,23
ROCC	12,801	37,901	-1,93	5,1	0,52	0,51	0,006	6,35	1,6
RUIN	8,603	39,54	-1,22	0,44	0,21	0,22	-0,01	6,84	0,69
SERB	15,349	41,139	1,14	3,1	0,13	0,12	0,004	5,92	0,29
SERR	16,093	39,847	0,69	4,03	0,14	0,13	0,016	4,8	0,33
SVIT	15,18	41,329	0,02	5,41	0,14	0,14	0,007	7,36	0,37
TEUL	8,811	38,945	-0,15	-1,02	0,18	0,17	-0,018	6,88	0,46
TIMP	16,249	39,986	0,66	4,48	0,23	0,22	0,013	12,07	0,76
TOBE	14,844	40,707	-1,83	1,79	0,13	0,13	0,012	6,44	0,3
TRIO	13,274	37,717	-1,54	3,98	0,13	0,13	0,001	6,05	0,38
URPI	9,138	39,216	0,04	-0,95	0,17	0,17	-0,008	4,24	0,44
VAIA	15,74	40,273	0,23	4,21	0,26	0,25	0,017	4,47	0,6

VIPU	9,518	39,507	-0,12	0	0,16	0,16	-0,01	4,2	0,39
VISI	9,512	39,135	-0,39	1,08	0,17	0,17	-0,02	5,57	0,44
VOLX	15,843	40,413	1,2	2,75	0,22	0,22	0,003	5,88	0,52
ZIMM*	7,465	46,877	0,36	0,33	0,04	0,04	-0,012	0,06	0,07

Tabella 3.3. Coordinate e spostamenti dei siti PTGA nel sistema di riferimento Europa centrale stabile. Vi sono elencate: la velocità orizzontale (Tasso E, Tasso N) e verticale (Tasso H) con relative incertezze (+-) calcolate con il coefficiente di correlazione (Corr). Con l'asterisco le stazioni IGS fisse.

Nel sistema di riferimento europeo, tutti i siti della rete tranne quelli in Sardegna mostrano spostamenti verso i quadranti settentrionali (fig. 3.5). Questi spostamenti non sono però paralleli al generale movimento di Nubia verso Europa che avviene a sud della Sicilia a circa 4 mm/a in direzione NW (fig. 3.5). Inoltre, presentano una significativa variabilità interna che sottolinea la presenza non di un solo dominio con un unico movimento quantunque slegato da Nubia, bensì di distinti domini di deformazione con differenti componenti del movimento orizzontale (fig. 3.5).

Le velocità variano da 0,4 a 8 mm/a, e le maggiori dislocazioni avvengono in Appennino meridionale e in Sicilia. In Sicilia nordoccidentale le velocità sono orientate verso NNW con valori fino a 5 mm/a, e in Sicilia sudorientale raggiungono gli 8 mm/a mantenendo la stessa orientazione verso NNW. In Appennino meridionale le velocità mostrano una notevole variabilità spaziale, ma si evidenzia un pattern alquanto sistematico con orientazioni che vanno da NNW a NE e valori da 2 a 5 mm/a muovendosi dal Tirreno all'Adriatico.

Al contrario, come accennato, i siti della Sardegna registrano velocità con diverse orientazioni e giungono al massimo fino ai 1,5 mm/a.

Nel sistema di riferimento adottato, è apprezzabile come l'Italia meridionale e la Sicilia convergano rapidamente verso il margine continentale costituito dall'Italia settentrionale e dalla sua estensione in Sardegna meridionale (fig. 3.5) (Oldow et al., 2002; Serpelloni et al., 2005).

L'ellisse di errore delle velocità di fig. 3.5 ha un cerchio di confidenza del 95%. L'incertezza è, come già detto, maggiore per i siti con due misure per cui i valori di incertezza sulle componenti orizzontali (+- in tab. 3.3) sono compresi nell'intervallo 0,1 – 1,2, minore per i siti con tre misure nell'intervallo 0,21 - 0,26 mm/a; e minima sui siti con 3 o 4 misure, con valori che si aggirano tra 0,12 e 0,22 mm/a. Fanno eccezione nel computo dei siti a tre misure MURG in Puglia e CONS, PRUV, ROCC in Sicilia, per i quali i valori superano gli 0,4 mm/a fino a 0,6 mm/a. La maggiore incertezza di questi siti è dovuta ad un intervallo di campionamento di circa 5 anni (1995-2000) che non è migliorabile a causa della perdita dei capisaldi.

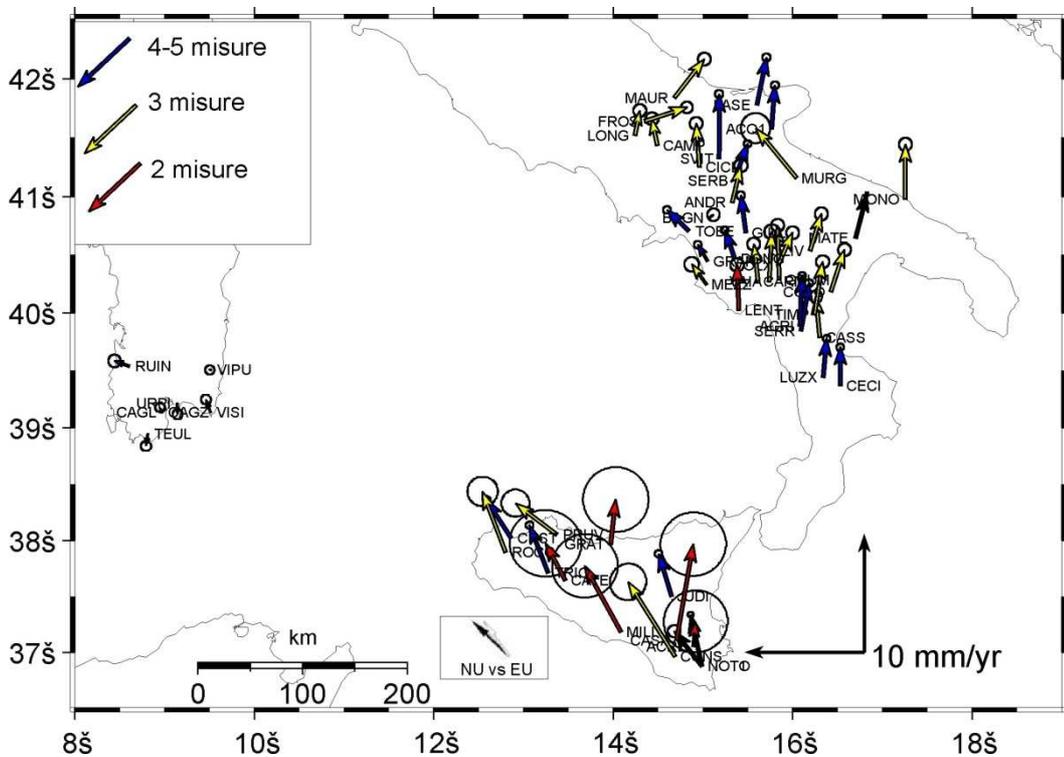


Figura 3.5. Campo di velocità rispetto ad Europa stabile delle stazioni PTGA e delle stazioni IGS permanenti di Matera, Noto e Cagliari, con ellissi di confidenza al 95%. Le frecce blu indicano stazioni con 5 misure, le frecce gialle stazioni con tre misure, le frecce rosse, stazioni con due misure. Sono anche mostrate due soluzioni della velocità geodetica di Nubia rispetto ad Europa calcolata per lo Stretto di Sicilia (da Sella et al., 2002 in nero e McClusky et al., 2003 in bianco).

3.2.3 Sistemi di riferimento locali

Nel sistema di riferimento europeo, rimane difficile conciliare le velocità dei siti con la deformazione geologica su strutture tettoniche attive e con la sismicità all'interno dell'orogene peritirrenico, in quanto lo strain incrementale associato ai terremoti e al movimento su faglie attive registra il movimento differenziale tra blocchi di faglia, mentre le velocità riferite a Europa sono dominate dal segnale di spostamento relativo delle placche. Per questo motivo si è ritenuto opportuno ricalcolare le velocità GPS in un sistema di riferimento locale in cui l'Appennino meridionale fa riferimento alla stazione fissa di Matera (MATE), la Sicilia a quella di Noto (NOTO) e la Sardegna meridionale a quella di Cagliari (CAGL).

3.2.3.1. Velocità geodetiche in Appennino meridionale

In Appennino meridionale i 30 siti distribuiti dal Molise meridionale alla Calabria settentrionale sono suddivisi in 12 stazioni con cinque misure (1995, 1997, 2000, 2008, 2010), 16 stazioni con tre misure (2000, 2008, 2010), e una stazione, LENT, con 2 misure (2000, 2010) (fig. 3.6). Le ellissi di errore risultano maggiori per i siti di installazione più recente, tra questi quelli a tre misure, però, mantengono una dimensione accettabile in quanto sono stati misurati in un intervallo di tempo di 10 Anni. Maggiore risulta l'ellisse di errore del solo sito MURG dove le misure sono state eseguite in un arco di tempo minore (5 anni). Le velocità, rispetto alla stazione fissa di Matera, di tutti i siti sono dirette verso i quadranti occidentali, quindi in allontanamento da Matera con una predilezione generale verso il quadrante di Sud-ovest (fig. 3.6). Le velocità sono comprese tra 0 e 5 mm/a circa e aumentano avvicinandoci al margine Tirrenico: si va dagli 0,08 mm/a di OLIV e COLO ai 4,7 mm/a di BAGN e MEZZ (tab. 3.4).

Fanno eccezione a questo comportamento i siti di MAUR e FROS in Molise che mostrano una convergenza verso Matera a circa 1,5 e 2,8 mm/a, rispettivamente; e il sito di MONO sulla costa delle Murge che si muove verso nordovest a 2,3 mm/a circa con spostamento laterale rispetto a Matera. Una certa componente obliqua di movimento verso la stazione IGS la registrano anche i siti di LASE e AQU1 con valori minori di circa 1 mm/a.

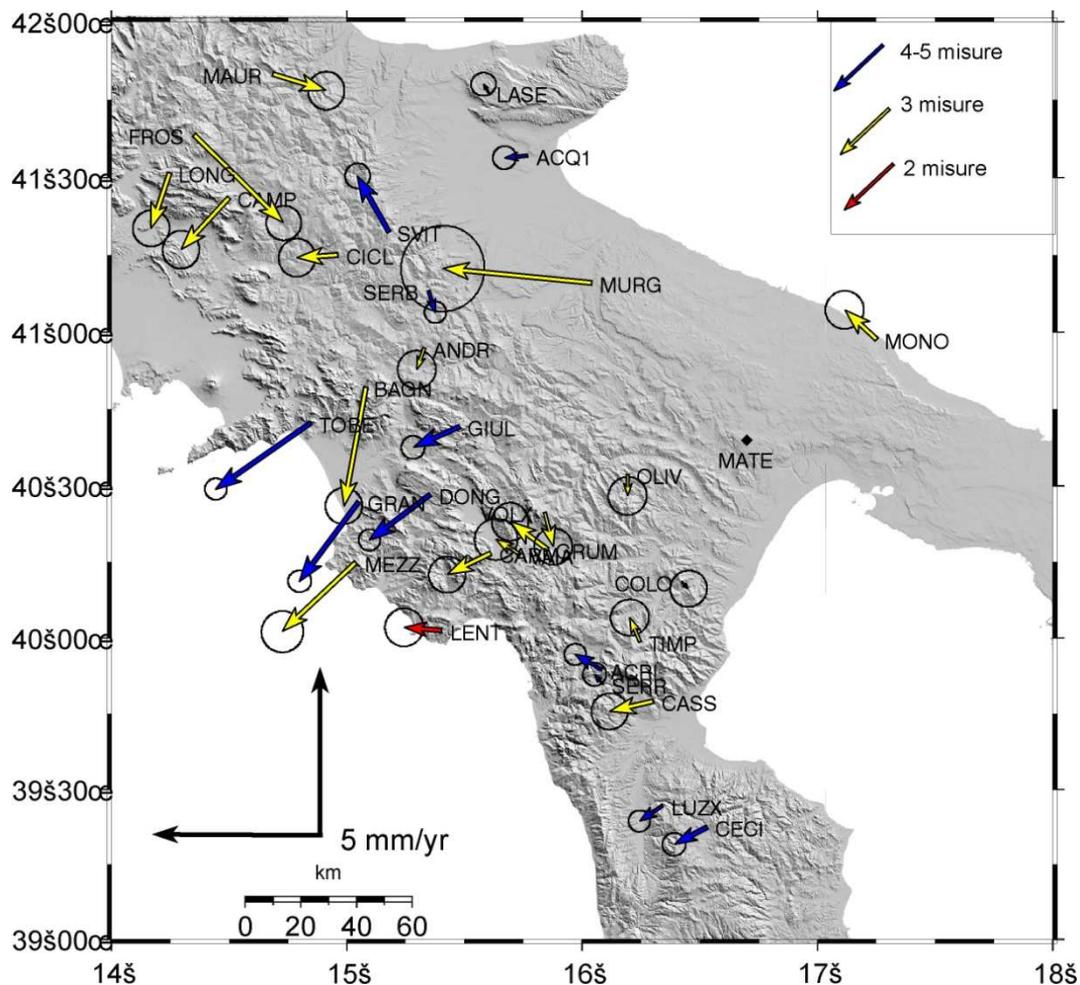


Figura 3.6. Velocità dei siti della rete PTGA riferite al sito stabile di Matera (MATE). Le frecce blu indicano stazioni con 5 misure, le frecce gialle stazioni con tre misure, le frecce rosse stazioni con due misure. L'ellisse di errore è al 95% di confidenza.

TABELLA 3.4									
Nome	Long.	Lat.	Tasso E	Tasso N	E +-	N +-	Tasso H	H +-	Vel.
	°	°	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a
MATE*	16,70	40,64	0	0	0	0	0	0	0
MONO	17,25	40,98	-0,93	0,87	0,23	0,23	5,45	0,58	-1,27
CECI	16,53	39,37	-0,96	-0,51	0,14	0,14	7,37	0,34	-1,08
LUZX	16,34	39,44	-0,67	-0,46	0,13	0,13	5,21	0,29	-0,81
CASS	16,30	39,78	-1,28	-0,3	0,22	0,22	6,92	0,5	-1,31

SERR	16,09	39,84	-0,26	0,28	0,15	0,14	4,34	0,34	-0,38
ACRI	16,08	39,89	-0,78	0,46	0,13	0,13	5,87	0,29	-0,90
TIMP	16,24	39,98	-0,3	0,72	0,23	0,22	11,6	0,76	-0,78
LENT	15,40	40,02	-1,1	0,09	0,23	0,23	5,38	0,52	-1,10
COLO	16,42	40,18	0,19	-0,21	0,22	0,22	5,41	0,52	0,28
MEZZ	15,03	40,24	-2,16	-2,04	0,25	0,25	7,2	0,63	-2,97
VAIA	15,74	40,27	-0,72	0,46	0,26	0,25	4	0,6	-0,85
CARM	15,61	40,27	-1,28	-0,63	0,22	0,22	6,08	0,5	-1,42
GRUM	15,85	40,29	-1,09	0,83	0,22	0,23	6,22	0,55	-1,37
VOLX	15,84	40,41	0,25	-1,01	0,23	0,22	5,41	0,52	1,04
GRAN	15,05	40,44	-1,74	-2,36	0,14	0,13	5,54	0,32	-2,93
DONG	15,35	40,47	-1,78	-1,35	0,13	0,13	6,15	0,29	-2,23
OLIV	16,19	40,53	0	-0,64	0,23	0,23	5,75	0,6	-0,64
GIUL	15,47	40,69	-1,36	-0,61	0,14	0,14	6,26	0,36	-1,49
TOBE	14,84	40,70	-2,78	-1,96	0,13	0,13	5,97	0,31	-3,40
BAGN	15,07	40,82	-0,64	-3,52	0,22	0,22	8,01	0,54	-3,57
ANDR	15,32	40,95	-0,22	-0,64	0,23	0,23	7,83	0,56	-0,67
SERB	15,34	41,13	0,19	-0,65	0,13	0,13	5,45	0,3	0,67
MURG	16,04	41,16	-4,36	0,43	0,5	0,52	9,12	1,32	-4,38
CICL	14,96	41,25	-1,21	-0,08	0,22	0,23	5,74	0,51	-1,21
SVIT	15,18	41,32	-0,93	1,65	0,15	0,15	6,89	0,38	-1,89
CAMP	14,49	41,43	-1,4	-1,53	0,22	0,23	-26,6	0,56	-2,07
LONG	14,24	41,52	-0,55	-1,65	0,22	0,22	5,24	0,5	-1,73

ACQ1	15,77	41,57	-0,68	-0,07	0,14	0,14	6,04	0,35	-0,68
FROS	14,34	41,64	2,62	-2,6	0,21	0,21	7,8	0,45	3,69
LASE	15,60	41,77	-0,14	0,25	0,15	0,14	5,84	0,37	-0,28
MAUR	14,68	41,83	1,56	-0,48	0,22	0,23	6,37	0,62	1,63

Tabella 3.4. Latitudine e longitudine dei siti PTGA nel sistema di riferimento rispetto a Matera stabile. Vi sono elencate: la velocità orizzontale (Est Rate, Nord Rate, Rate totale) e verticale (H Rate) con relative incertezze (+-) calcolate. Con l'asterisco le stazioni IGS fisse.

3.2.3.2 Velocità geodetiche in Sicilia

In Sicilia i 6 siti della rete considerati, divisi tra Sicilia nord-occidentale (ROCC, CRST, PRUV e TRIO) e Sicilia orientale (CONS e JUDI) sono stati tutti installati nel 1995 ma di questi solo 3 (CRST, TRIO e JUDI) hanno ricevuto 5 misurazioni (1995, 1997, 2000, 2008, 2010), i restanti 3 (ROCC, PRUV e CONS) sono stati misurati per 3 volte (1995, 1997, 2000) (fig. 3.7). Come per il caso di MURG in Appennino queste ultime tre stazioni conservano un'ellisse di errore molto maggiore dovuta oltre che al numero minore di osservazioni anche all'intervallo di tempo considerevolmente più piccolo. Le velocità sono divergenti in maniera obliqua rispetto al sito fisso di NOTO, sono cioè dirette verso i quadranti settentrionali, fatta eccezione per PRUV che si muove in direzione Sud-ovest, e vanno dagli 0,4 mm/a circa di CRST ai circa 3,7 mm/a di CONS (tab. 3.5).

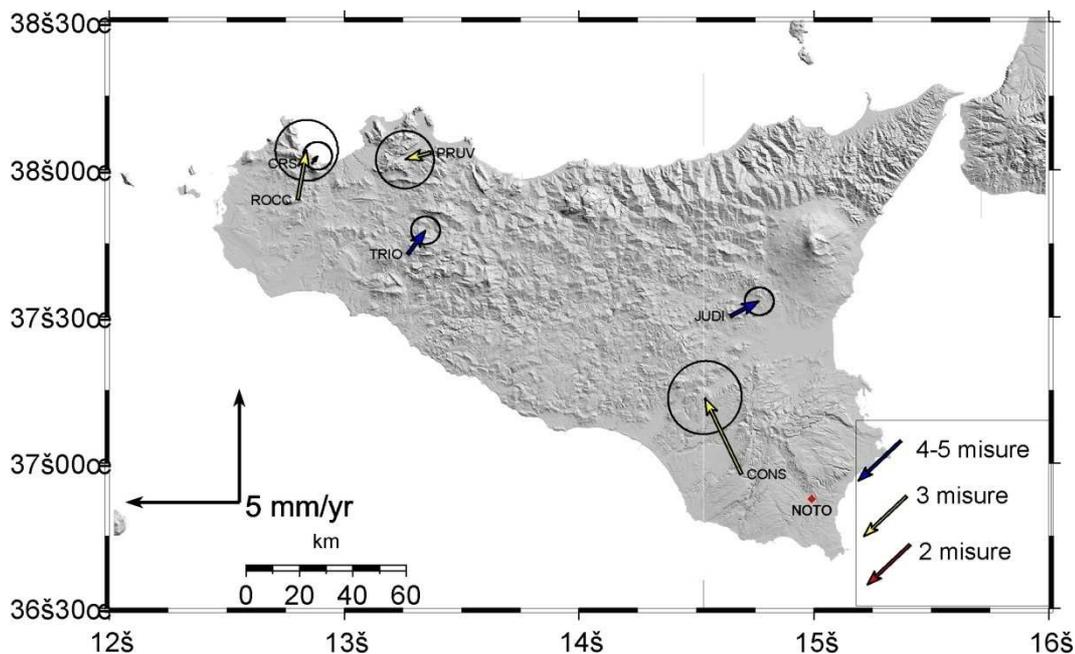


Figura 3.7. Velocità della rete PTGA in Sicilia rispetto al sito stabile di NOTO. Le frecce blu indicano stazioni con 5 misure, le frecce gialle stazioni con tre misure. Le ellissi di confidenza sono al 95%.

TABELLA 3.5									
Nome	Long.	Lat.	Tasso E	Tasso N	E +/-	N +/-	Tasso H	H +/-	Vel.
	°	°	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a
NOTO*	14,99	36,876	0	0	0	0	0	0	0
CONS	14,688	36,963	-1,6	3,36	0,66	0,66	4,18	1,77	-3,722
ACRE	14,894	37,055	2,52	-0,84	1,11	1,09	4,33	2,28	2,656
CASA	14,707	37,106	3,71	5,21	1,14	1,12	11,22	2,63	6,396
MILI	14,089	37,184	-0,72	2,65	1,14	1,12	9,93	2,58	-2,746
JUDI	14,648	37,503	1,26	0,66	0,26	0,25	6,53	0,5	1,422
CATE	13,464	37,647	0,67	0,19	1,25	1,17	31,07	2,87	0,696
TRIO	13,274	37,717	0,78	1,05	0,26	0,25	6,72	0,54	1,308
ROCC	12,801	37,901	0,38	2,18	0,56	0,55	7,02	1,64	2,213
GRAT	13,976	37,969	2,72	0,85	1,14	1,14	8,98	2,72	2,850

CRST	12,863	38,024	0,25	0,32	0,26	0,25	6,23	0,52	0,406
PRUV	13,369	38,057	-1,12	-0,3	0,52	0,52	2,23	1,29	-1,159

Tabella 3.5. Velocità PTGA in Sicilia relative al sito fisso di Noto. Vi sono elencate: la velocità orizzontale (Est Rate, Nord Rate, Rate totale) e verticale (H Rate) con relative incertezze (+-) calcolate. Con l'asterisco le stazioni IGS fisse.

3.2.3.3. *Velocità geodetiche in Sardegna*

In Sardegna i 5 siti distribuiti nel settore meridionale dell'isola sono stati installati nel 1995 e hanno ottenuto 4 misurazioni (1995, 1997, 2000, 2008) nell'arco di 13 anni.

Le loro ellissi di errore risultano, dunque, tra le più piccole di tutta la rete PTGA così come anche i loro valori di velocità rispetto al sito fisso di CAGL, che si aggirano tra 0 e 2 mm/a circa. Le direzioni di movimento sono piuttosto varie, con i siti più a sud che vanno da nord-ovest (VISI) a sud-est (URPI e TEUL) e i siti più a nord (VIPU e RUIN) che si muovono, invece, verso ovest. Questi ultimi detengono la velocità rispettivamente minima (0,7 mm/a circa) e massima (1,7 mm/a circa) del settore. I siti ad est di Cagliari mostrano una convergenza pura (URPI) e obliqua (VISI e VIPU) verso il sito stabile CAGL, mentre i siti a ovest mostrano divergenza. (fig. 3.8; tab 3.6)

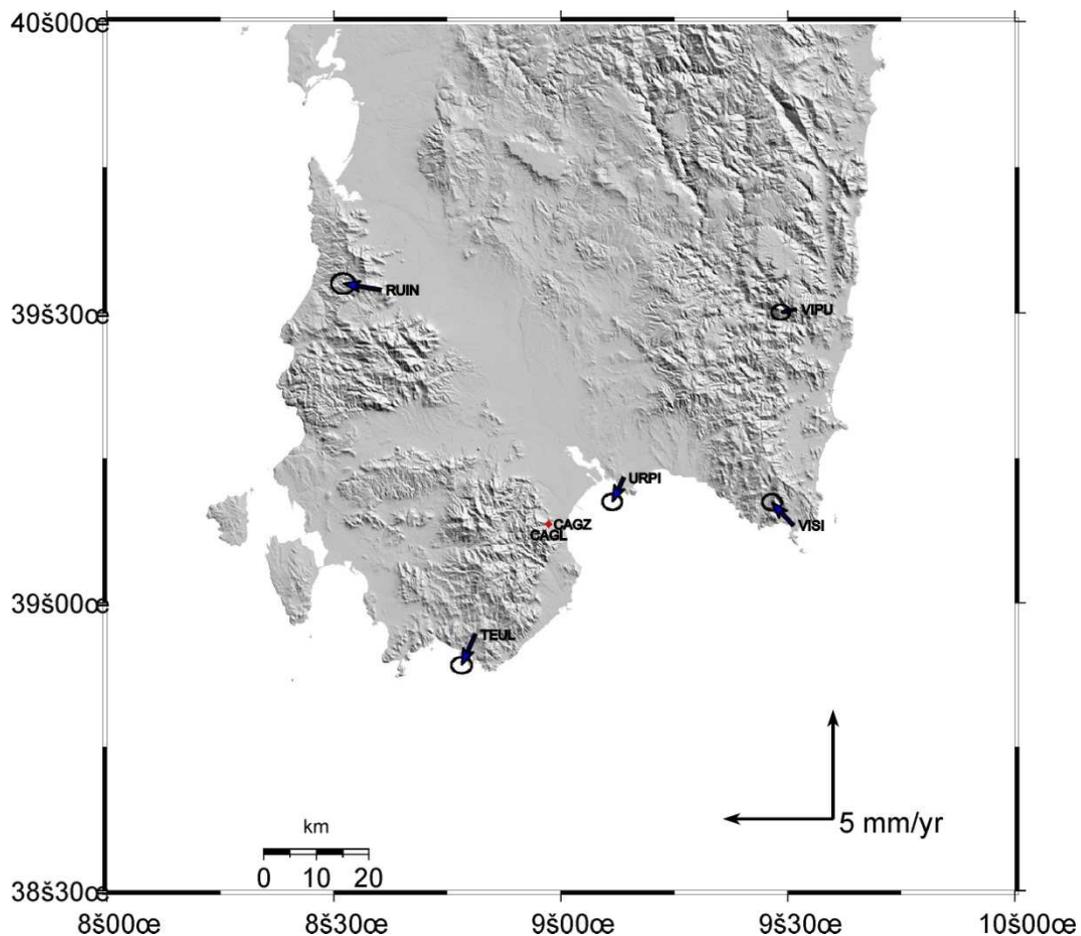


Figura 3.8. Velocità della rete PTGA in Sardegna. Le frecce blu indicano stazioni con 4 misure. Le ellissi di confidenza sono al 95%.

TABELLA 3.6									
Nome	Long.	Lat.	Tasso E	Tasso N	E +-	N +-	Tasso H	+ -	Vel.
	°	°	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a	mm/a
CAGL*	8,973	39,136	0	0	0	0	0	0	0
VIPU	9,518	39,507	-0,69	-0,14	0,17	0,14	4,72	0,4	-0,704
VISI	9,512	39,135	-0,96	1,04	0,18	0,15	6,44	0,46	-1,415
URPI	9,138	39,216	-0,51	-1,09	0,18	0,15	5,05	0,45	-1,203
RUIN	8,603	39,54	-1,7	0,29	0,22	0,19	7,58	0,7	-1,724
TEUL	8,811	38,945	-0,61	-1,4	0,19	0,15	7,37	0,48	-1,527

Tabella 3.6. Velocità relative al sito fisso di Cagliari delle 5 stazioni PTGA in Sardegna meridionale. Vi sono elencate: la velocità orizzontale (Est Rate, Nord Rate, Rate totale) e verticale (H Rate) con relative incertezze (+-) calcolate. Con l'asterisco le stazioni IGS fisse.

CAPITOLO 4

DISCUSSIONE DEI DATI GEODETICI

4.1. Assunzioni sui processi e calcolo dell'errore sugli spostamenti

Qui di seguito vengono proposte alcune interpretazioni dei dati geodetici ottenuti tramite il confronto con la geologia regionale e locale e con la sismicità di alcuni settori chiave dell'Appennino meridionale e di Sicilia e Sardegna meridionale. Prima di entrare nel vivo della discussione dei dati geodetici è necessario effettuare due precisazione circa le diverse possibilità interpretative per quel che riguarda lo spostamento relativo tra due punti e come viene calcolato questo spostamento matematicamente.

È importante innanzitutto ricordare che durante le campagne di misurazione non vi sono stati terremoti forti o moderati nelle aree interessate dalla rete PTGA. Questa osservazione è fondamentale in quanto ci consente di affermare che le nostre misure riguardano lo strain intersismico. Proprio in previsione dell'evenienza di terremoti la cui fenomenologia avrebbe potuto inquinare la misurazione dello strain di lungo termine, i capisaldi della rete, sono stati installati a cavallo di strutture sismogenetiche di interesse ma a debita distanza da esse, e pertanto l'accumulo di strain viene considerato come registrato nel *far field* (effetto remoto). Questo secondo argomento ci consente di affermare che la deformazione misurata dalle velocità GPS a sua volta potrebbe essere di simile entità di quella di lungo termine (geologica).

Tale strain viene probabilmente impartito dal creep continuo che si realizza a profondità inferiori al limite duttile-fragile, ovvero proprio in profondità dello stesso. Tale limite, o zona di transizione, viene generalmente individuato alla base della crosta superiore sismogenetica. La crosta superiore reagisce accumulando spostamenti che si differenziano in entità da sito a sito e che, laddove siano presenti importanti discontinuità (faglie), possono essere registrate come spostamenti differenziali tra due punti a cavallo delle stesse.

Volendo schematizzare, quello che osserviamo quando due punti si spostano tra di loro a cavallo di una struttura può essere un accumulo elastico tra blocchi di roccia (fig. 4.1 a); tale spostamento si annulla muovendosi verso la faglia, che conseguentemente è bloccata (*locked*), e quando raggiunge entità significative e la struttura è attiva, potrebbe risolversi in un terremoto di energia corrispondente alla entità di moto differenziale attraverso la faglia. In un secondo caso, si può avere uno scivolamento asismico (*creep*), con movimento lento dei blocchi senza accumulo elastico (fig. 4.1 b); in questo caso la faglia è attiva, in quanto consente lo spostamento, ma non è in grado di generare forti terremoti. Infine, lo spostamento dei due punti è dovuto a una deformazione volumetrica nella quale i blocchi a cavallo della faglia subiscono deformazione permanente idealmente puntiforme (fig. 4.1 c). In questo caso la trasmissione di energia dalla crosta profonda è anelastica, anche se nella realtà è veicolata da una serie di microfaglie di minima entità, e la struttura principale non è attiva.

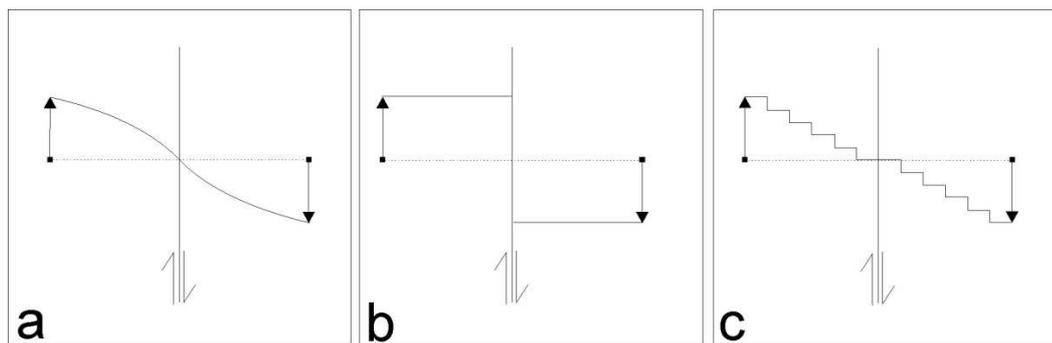


Figura 4.1. Tre casi di deformazione a cavallo di una faglia trascorrente (modificato da Savage e Prescott, 1978). A) deformazione elastica; b) scivolamento (*creep*) c) deformazione volumetrica.

Ovviamente, l'interpretazione delle velocità GPS in termini di uno dei modelli mostrati necessita la conoscenza della natura sismotettonica delle faglie recenti e attive.

Per quanto riguarda il calcolo dello spostamento relativo tra due siti, viene di seguito schematizzato il metodo utilizzato a titolo di esempio. Pertanto, dati due vettori definiamo i vettori, gli angoli e le direzioni come segue (fig. 4.2):

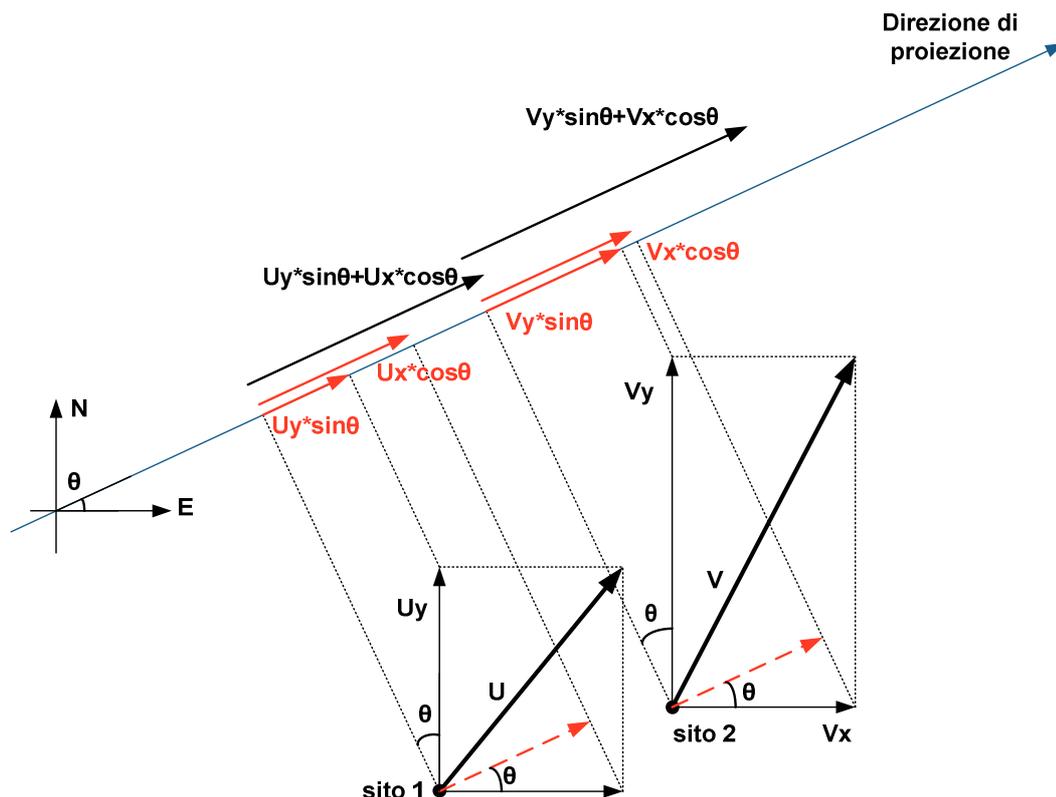


Figura 4.2 Proiezione di vettori lungo una direzione. (vedi testo).

$U_x \pm \Delta U_x$ = componente x primo vettore velocità relativo al sito 1, con errore associato.

$U_y \pm \Delta U_y$ = componente y primo vettore velocità relativo al sito 1, con errore associato.

$V_x \pm \Delta V_x$ = componente x secondo vettore relativo al sito 2, con errore associato.

$V_y \pm \Delta V_y$ = componente y secondo vettore velocità relativo al sito 1, con errore associato.

θ = angolo formato dalla direzione di proiezione con la direzione EST, il segno positivo è scelto in maniera tale che la direzione di proiezione ruoti in senso orario per sovrapporsi alla direzione EST.

\hat{r} = direzione di proiezione

La scomposizione sulla direzione dei vettori velocità e la propagazione degli errori si effettua come segue:

Proiezione della componente U_x lungo la direzione \hat{r} , con errore associato:

$$U_x \cdot \cos \theta \pm \Delta U_x \cdot \cos \theta$$

Proiezione della componente U_y lungo la direzione \hat{r} , con errore associato:

$$U_y \cdot \sin \theta \pm \Delta U_y \cdot \sin \theta$$

Proiezione del vettore U sulla direzione \hat{r} :

$$U' = U_x \cdot \cos \theta + U_y \cdot \sin \theta$$

Se gli errori relativi alle proiezioni delle componenti della velocità lungo la direzione \hat{r} risultano essere indipendenti e casuali, allora l'incertezza sulla proiezione del Vettore U lungo \hat{r} è data da:

$$\Delta U' = \sqrt{(\Delta U_x \cdot \cos \theta)^2 + (\Delta U_y \cdot \sin \theta)^2}$$

in ogni caso l'errore $\Delta U'$ non è mai più grande della somma ordinaria degli errori

$$\Delta U' \leq \Delta U_x \cdot \cos \theta + \Delta U_y \cdot \sin \theta$$

I calcoli sono uguali per il vettore V , e si ottiene per la proiezione del vettore V sulla direzione \hat{r} :

$$V' = V_x \cdot \cos \theta + V_y \cdot \sin \theta$$

e l'incertezza che si commette sulla proiezione del Vettore V sulla direzione \hat{r} è data da:

$$\Delta V' = \sqrt{(\Delta V_x \cdot \cos \theta)^2 + (\Delta V_y \cdot \sin \theta)^2}$$

analogamente, l'errore $\Delta V'$ non è mai più grande della somma ordinaria degli errori

$$\Delta V' \leq \Delta V_x \cdot \cos \theta + \Delta V_y \cdot \sin \theta$$

In conclusione lo spostamento relativo S di un sito rispetto all'altro lungo la direzione \hat{r} , si ottiene dalla differenza delle proiezioni delle velocità di spostamento dei siti, calcolate precedentemente:

$$S = U' - V' = (U_x \cdot \cos \theta + U_y \cdot \sin \theta) - (V_x \cdot \cos \theta + V_y \cdot \sin \theta)$$

Si è stabilito per convenzione di considerare lo spostamento del sito1 rispetto al sito2 allora l'incertezza associata allo spostamento relativo ΔS è data da:

$$\Delta S = \sqrt{(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2}$$

$$= \sqrt{(\Delta U_x \cdot \cos \theta)^2 + (\Delta U_y \cdot \sin \theta)^2 + (\Delta V_x \cdot \cos \theta)^2 + (\Delta V_y \cdot \sin \theta)^2}$$

e in ogni caso l'errore massimo che si può commettere sullo spostamento relativo ΔS è dato da:

$$\Delta S \leq (\Delta U_x \cdot \cos \theta + \Delta U_y \cdot \sin \theta) + (\Delta V_x \cdot \cos \theta + \Delta V_y \cdot \sin \theta)$$

4.2 Italia meridionale

4.2.1. Velocità geodetiche e sorgenti sismogenetiche

In Italia meridionale il comportamento delle velocità GPS riferite al sito fisso di Matera (tab. 3.4; fig. 3.6) permette di individuare la presenza di due fasce di deformazione affiancate (fig. 4.3), come già messo in luce in studi precedenti (Oldow e Ferranti, 2006; Ferranti et al., 2008): estensione a ovest, dove i siti posti sul margine Tirrenico di Campania e Calabria si allontanano da Matera con velocità crescenti verso W da 2 a 4 mm/a; e trascorrenza nelle aree adriatiche e ioniche di Puglia, Basilicata e Calabria con una componente più marcatamente transpressiva nel Gargano e nelle Murge settentrionali, dove i siti mostrano una convergenza relativa o un moto obliquo rispetto a Matera, consistente con una dislocazione di tipo trascorrente destra.

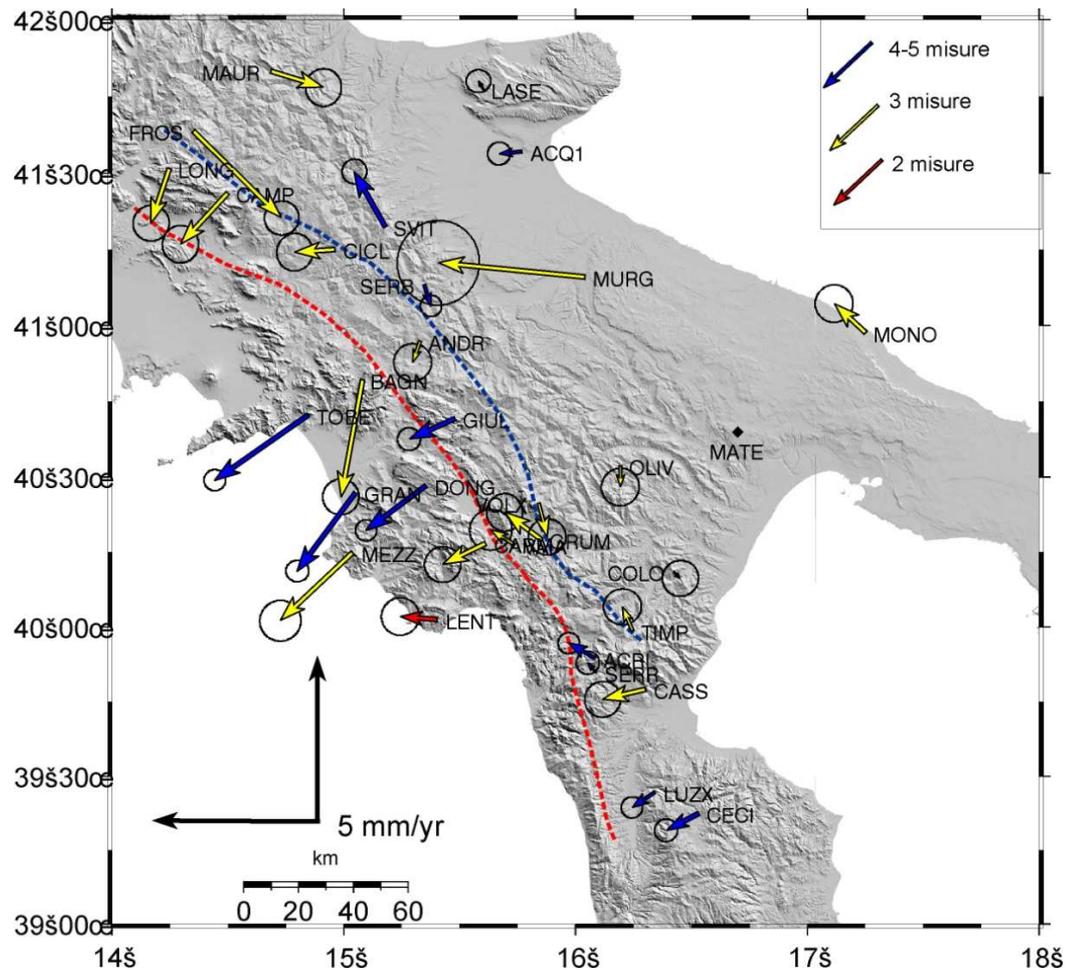


Fig. 4.3. Velocità GPS in Appennino meridionale riferite al sito fisso di Matera. Le frecce colorate indicano il numero di misure per ogni stazione. Le linee colorate segnano le aree di maggiore gradiente estensionale (rosso) e trascorrente (blu). L'ellisse di errore è al 95% di confidenza.

L'analisi dei dati ipocentrali dei terremoti degli ultimi 20 anni, di un cospicuo numero di meccanismi focali e di informazioni storiche circa gli eventi in Appennino meridionale sono in accordo con i risultati delle misure GPS, e mostrano che la regione può essere suddivisa in due zone a differente deformazione legate ad altrettante sorgenti sismogenetiche con cinematica diversa e radicate a differenti livelli crostali. A livello geodinamico, questo comporta una compresenza tra un regime estensionale a ovest e un regime trascorrente a est; e una caratterizzazione profonda di una doppia Moho con sovrapposizione di litosfera tirrenica su litosfera adriatica (fig. 4.4). Questa configurazione, nota in base a studi sismici (Locardi e Nicolich, 1992; Scarascia et al., 1994; Cassinis et al., 2003), crea un profilo reologico composito nelle aree di sovrapposizione con

condizioni elastiche differenti secondo la profondità (2 zone fragili). In particolare, nel settore orientale dell'Italia meridionale la transizione fragile-duttile si situa intorno ai 22 km, mentre procedendo verso W si ha uno strato elastico superiore di circa 10 km, e uno inferiore che corrisponde a quello orientale e arriva sino a circa 22 km. Ancora più a W si ha solo la crosta sismogenetica superiore. In questo quadro si inseriscono ad esempio, il terremoto di Potenza 1990 su faglie più profonde, che rappresentano strutture antiche riattivate, e il terremoto dell'Irpinia 1980, con faglie di neo-formazione più superficiali che dissecano il cuneo orogenico (Boncio et al., 2007).

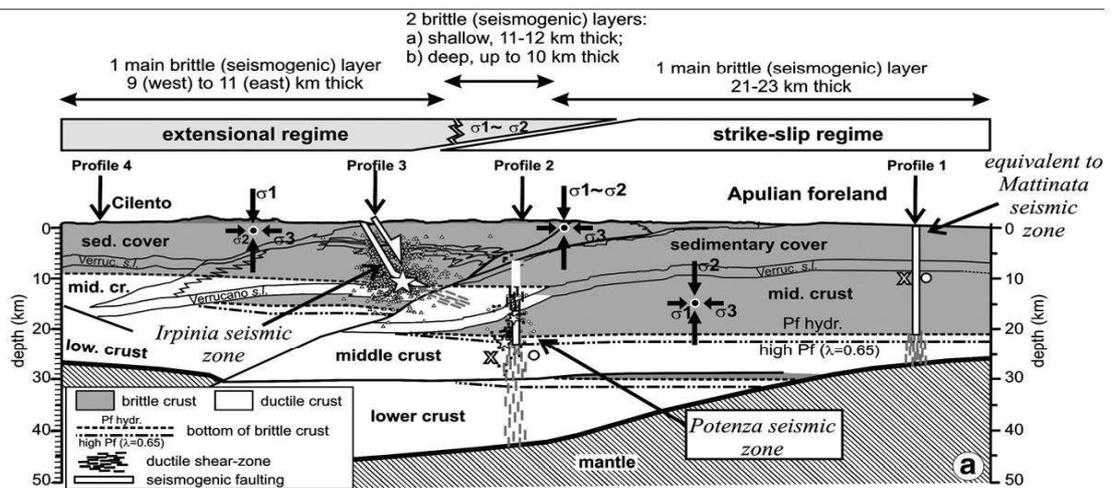


Figura 4.4. Zonazione meccanica crostale attraverso l'Appennino meridionale dal Cilento alla Puglia basata sulla distribuzione della sismicità e sulla stratificazione reologica (Boncio et al., 2007).

La linea rossa da noi tracciata in base ai differenti pattern delle velocità geodetiche marca la zona di massimo gradiente di velocità divergente (fig. 4.3) e coincide con la fascia di terremoti estensionali (fig. 4.5) e con le strutture attive note o supposte. La linea blu separa estensione a W e trascorrenza o traspressione a E congruentemente alla sismicità dell'area, che mostra terremoti estensionali nell'asse della catena e meccanismi più tipicamente trascorrenti e/o traspressivi in coincidenza del promontorio del Gargano e nella Calabria settentrionale (fig. 4.5).

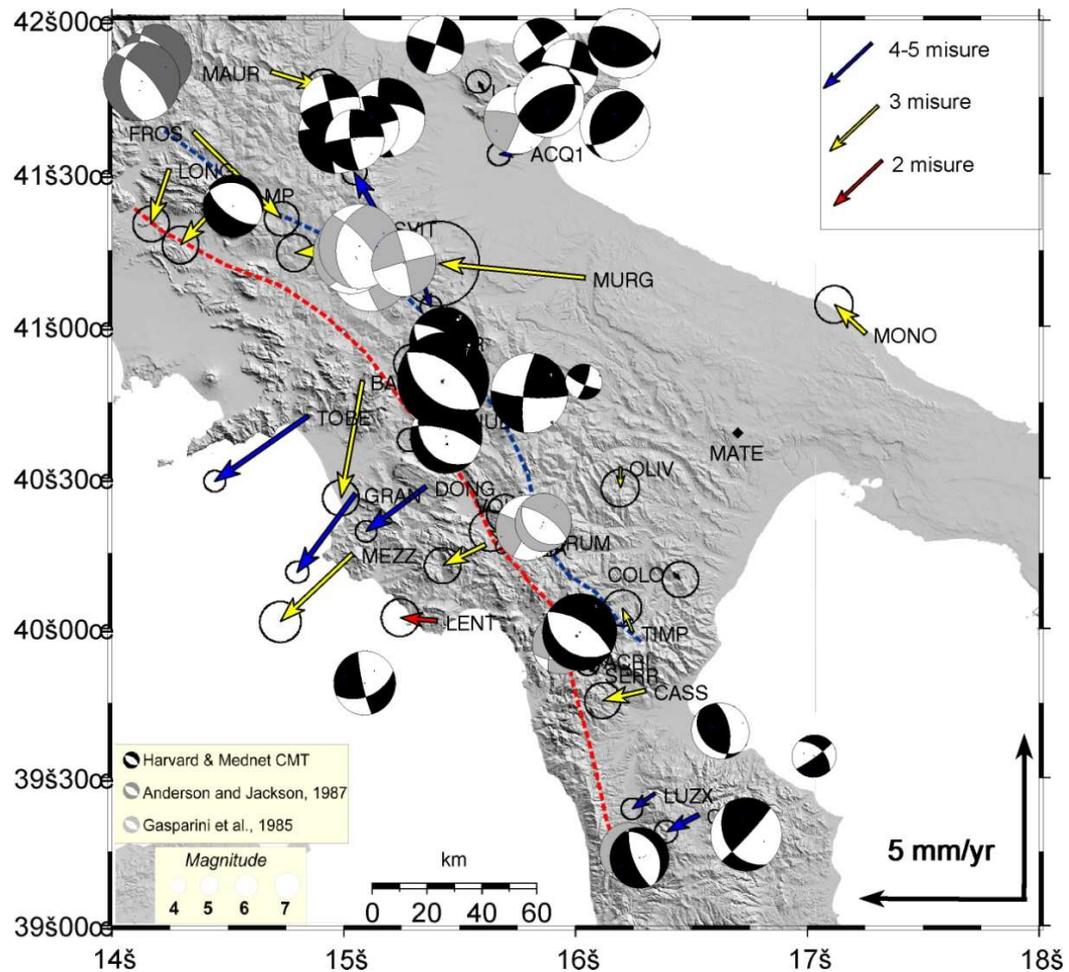


Figura 4.5. Velocità GPS in Appennino meridionale della rete PTGA riferite al sito fisso di Matera. Le linee rossa per la divergenza e blu per la convergenza o trascorrenza si sovrappongono in buon accordo alla sismicità dell'area (Harvard e Mednet CMT; Anderson e Jackson, 1987; Gasparini et al., 1985).

Sulla base del confronto con la sismicità è dunque possibile ipotizzare che i gradienti di velocità osservabili tra siti o gruppi di siti rifletta accumulo di strain (fig. 4.1a) laddove siano presenti strutture attive e sismogenetiche, come nella fascia estensionale in asse alla catena (fig. 4.4); oppure rilascio per *creep* o deformazione volumetrica (fig. 4.1b e 4.1c) nel settore orientale dove la sismicità è scarsa o assente (fig. 4.4).

4.2.2 Relazioni tra velocità GPS e deformazione attiva in alcuni settori dell'Appennino meridionale

Sulla base delle varie ipotesi delineate sopra, si possono confrontare i gradienti di velocità geodetiche con le strutture attive e sismogenetiche note o presunte in Italia meridionale. In prima battuta, si può notare come la linea rossa di demarcazione dell'area a maggior gradiente di velocità divergente segue le strutture sismogenetiche (fig. 4.6) cartografate nel DISS 3.1.1 (Database of individual Seismogenic Sources, Basili et al. 2008; disponibile online sul sito <http://diss.rm.ingv.it/diss/>) e permette di legare movimenti superficiali misurati dalla rete GPS con la deformazione crostale dovute a strutture tettoniche le cui geometrie e localizzazione si basano su studi geologici e sismologici.

Nel database del DISS sono presenti sorgenti sismogenetiche composite e individuali. La sorgente sismogenetica individuale è definita tramite dati geologici e geofisici ed è caratterizzata da un set di dati geometrici (direzione, immersione, lunghezza, larghezza e profondità) e cinematici (rake) e parametri sismologici (dislocazione di un singolo evento, magnitudo, tasso di movimento verticale, intervalli di ricorrenza). Ogni parametro è poi valutato in base alla sua accuratezza. La rappresentazione schematica in mappa avviene tramite box che riassumono le caratteristiche geometriche e cinematiche della sorgente (Basili et al., 2007).

Anche la sorgente sismogenetica composta si basa su dati geologici e geofisici ed è caratterizzata da parametri geometrici e cinematici. La lunghezza della rottura caratteristica è poco definita o sconosciuta, quindi l'area rappresenta un numero imprecisato di sorgenti individuali. In sostanza si tratta di una struttura ipotizzata basata su dati geologici di superficie e di profondità che vanno oltre il semplice riconoscimento di faglie attive o strutture tettoniche giovani. L'accuratezza della descrizione di queste sorgenti è ovviamente minore rispetto a quelle individuali. (Basili et al., 2007)

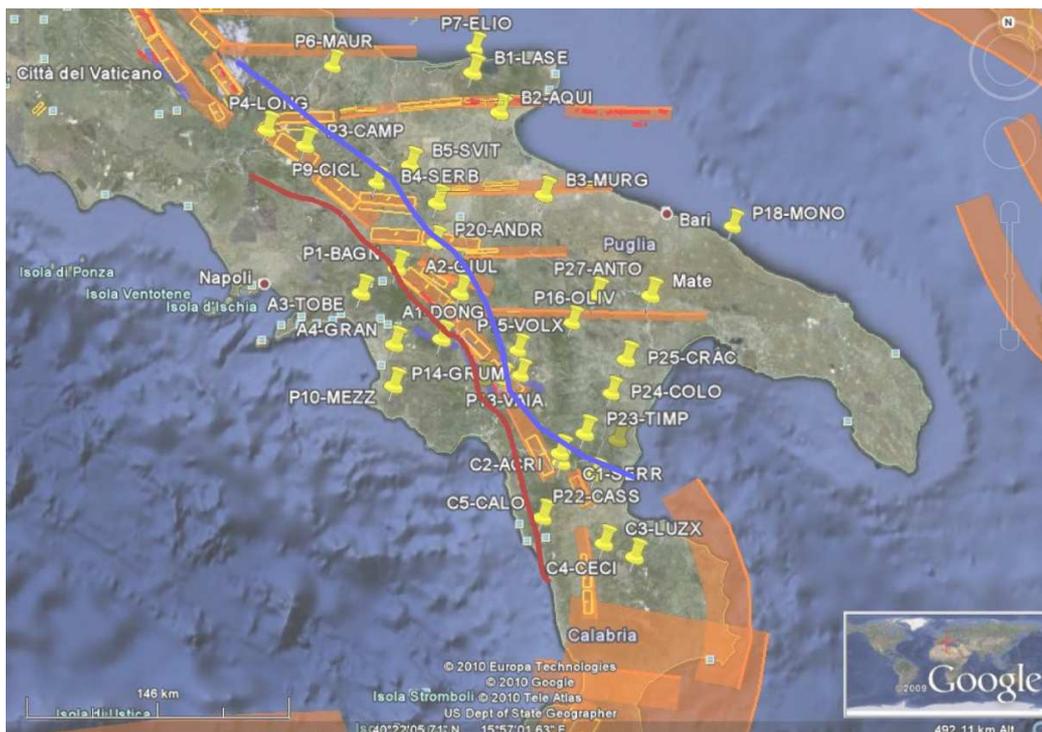


Figura 4.6. Mappa delle sorgenti (in giallo) e delle aree (in arancione) sismogenetiche (DISS 3.1.1; Basili et al. 2008), le puntine gialle indicano siti della rete PTGA e la linea rossa rappresenta l'area di maggiore gradiente di divergenza delle velocità PTGA.

Più nel dettaglio seguendo le linee di demarcazione di gradienti di velocità in Appennino meridionale sono discusse nei prossimi paragrafi alcune aree chiave dell'orogene Appenninico, con le velocità dei siti riferiti alla stazione fissa di Matera e con i relativi ellissi di errore al 95% di confidenza (tab. 3.4).

4.2.2.1 Campania occidentale

In Campania occidentale (fig. 4.7), la linea rossa di estensione si sovrappone perfettamente all'andamento delle sorgenti sismogenetiche estensionali del database DISS 3.1.1. Le tre "sorgenti sismogenetiche individuali" riportate in figura fanno parte del "sistema sismogenetico composto" denominato Irpinia-Agri che si estende tra Campania e Basilicata e che, a sua volta costituisce il ramo meridionale dell'intero sistema a faglie normali attive e NE immergenti dell'Appennino meridionale.

Le due sorgenti più a nord, Colliano e San Gregorio Magno, formate da 7 segmenti di faglie attive denominate nel database progressivamente da Irpinia 1 a

Irpinia 7 (sintetizzate in Marzano-Carpineta, e San Gregorio in fig. 4.8), costituiscono la ben nota faglia dell'Irpinia responsabile del terremoto del 1980 (Pantosti e Valensise 1990). Questa faglia è sicuramente tra le più studiate dell'Appennino e pertanto si dispone di numerosi dati geologici e paleosismologici. La rappresentazione in pianta tramite "box" mostra i caratteri geometrici delle sorgenti individuali orientate rispettivamente N310 e N300 con una immersione di circa 60° in direzione NE.

Le sorgenti di Colliano e San Gregorio scattarono rispettivamente per prime a distanza di 20 secondi l'una dall'altra. A est di queste troviamo la sorgente di Pescopagano, geometricamente più piccola e antitetica rispetto alle precedenti, che scattò per ultima, dopo altri 20 secondi, e forma il cosiddetto segmento dei 40 secondi (fig. 4.9) (Pantosti e Valensise, 1990).

Più a sud troviamo la sorgente di Melandro – Pergola orientata N317 e con una immersione verso NE di circa 60°. La sua caratterizzazione geometrica e geologica (Moro et al., 2007) è figlia degli studi condotti sulla faglia dell'Irpinia più a nord e su quella dell'Agri più a sud (meglio descritta in seguito). Insieme a quest'ultima la sorgente di Melandro – Pergola con la faglia attiva di Caggiano (fig. 4.7) è stata associata al terremoto del 1857 (Burrato e Valensise, 2007).

Come già descritto, c'è una generale tendenza alla diminuzione della velocità (rispetto a Matera) spostandoci dai siti a ovest della linea sul margine Tirrenico verso i siti a Est; questo identifica due fasce a regime estensionale i cui valori numerici sono deducibili dalle differenze di velocità tra i siti. La prima più orientale ha valori più alti determinati dalle differenze di velocità, lungo due profili paralleli, tra i siti di ANDR e BAGN, e GIUL e DONG, rispettivamente di $2,5 \pm 0,3$ e $1,4 \pm 0,2$ mm/a. Questi valori sono attribuibili sia ai segmenti della faglia dell'Irpinia che a eventuali strutture poste più a W. La seconda fascia più vicina al margine Tirrenico e con valori minori è identificata dalla differenza di velocità tra BAGN e TOBE di $0,3 \pm 0,2$ mm/a e tra DONG e GRAN di $0,7 \pm 0,2$ mm/a. Il calcolo del gradiente di estensione è considerato proiettando le velocità lungo la perpendicolare alla direzione delle strutture principali, in questo caso delle sorgenti dell'Irpinia.

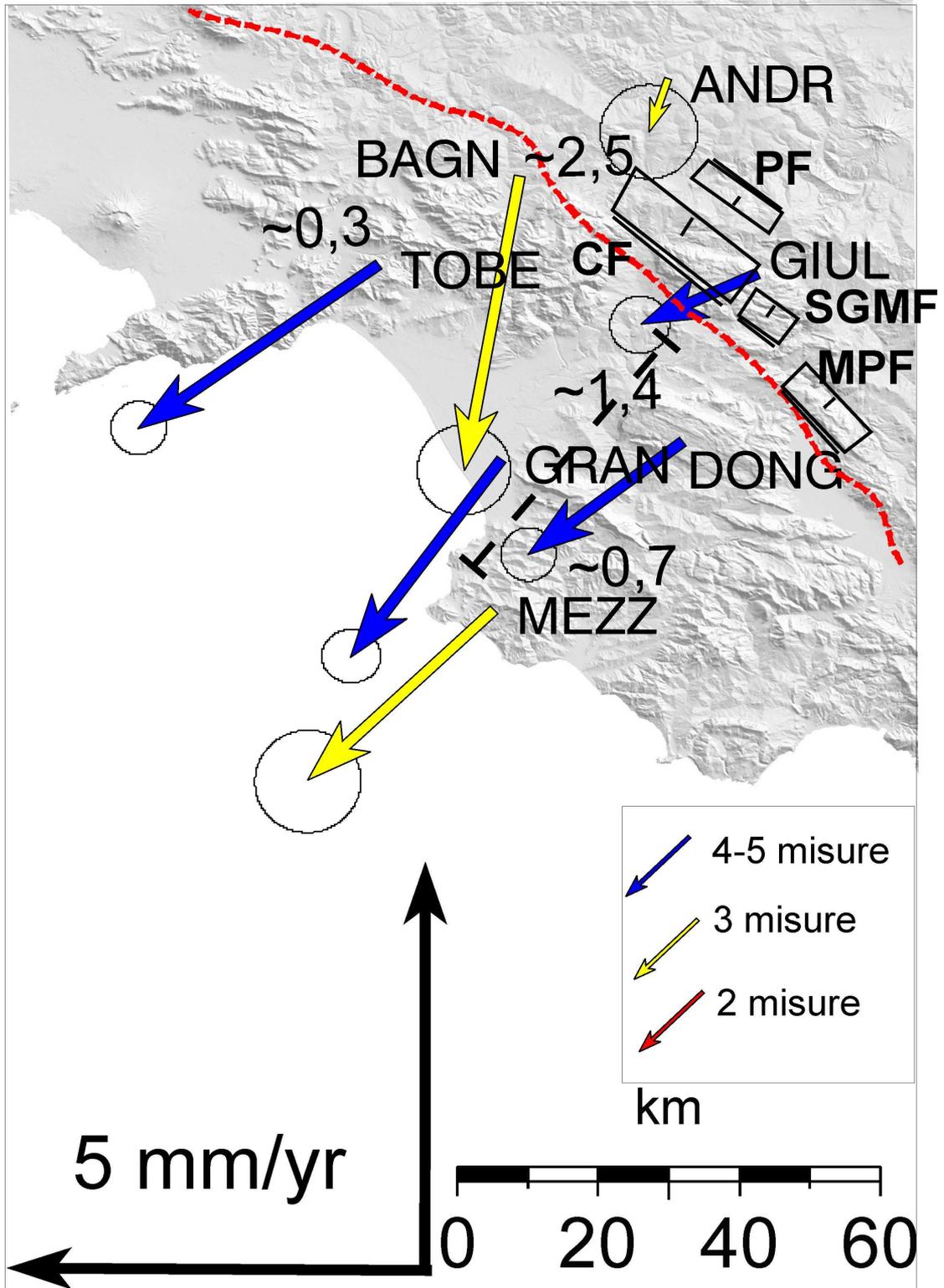


Figura 4.7. Campo di velocità in Campania occidentale, le velocità dei siti fanno riferimento al sito fisso MATE. Ubicazione profilo figura 4.10 (linea tratteggiata). I numeri mostrano le componenti di estensione in mm/a. In nero le box sismogenetiche dal DISS 3.1.1.

Le stazioni ANDR e BAGN sono ubicate a cavallo della prosecuzione a N del segmento di Colliano, nota come faglia del Cervialto, ritenuta da alcuni attiva durante il terremoto del 1980 (fig. 4.9).

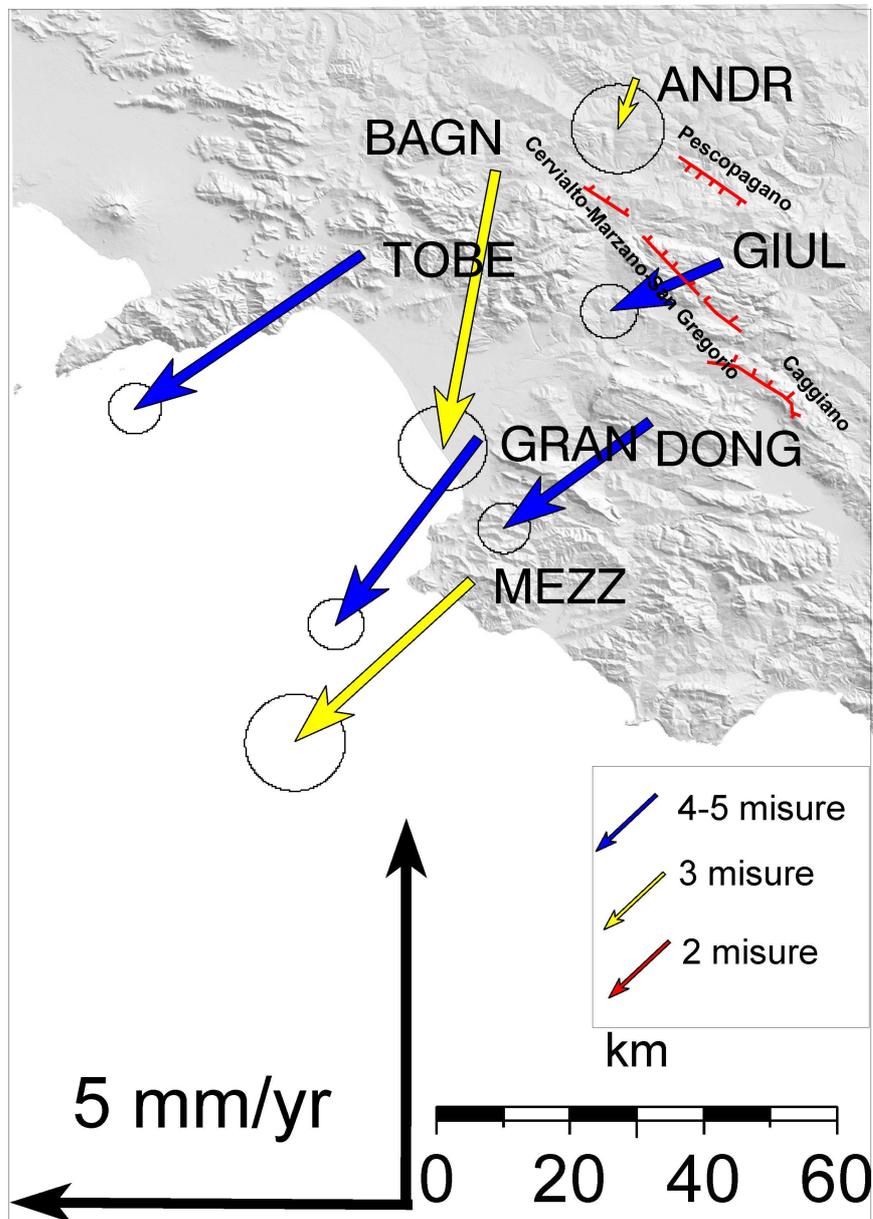


Figura 4.8. Campo di velocità in Campania occidentale, le velocità dei siti fanno riferimento al sito fisso MATE. In rosso le faglie attive di Cervialto, Carpineta, San Gregorio e Caggiano. CF: Colliano Fault, SGMF: San Gregorio Magno Fault; MPF: Melandro - Pergola Fault.

In realtà il segmento del Cervialto non è sicuramente il solo responsabile dell'accumulo geodetico osservato di $2,5 \pm 0,3$ mm/a, in quanto la stima coinvolge anche la sorgente di Pescopagano che si trova tra i due siti (figg. 4.7, 4.8).

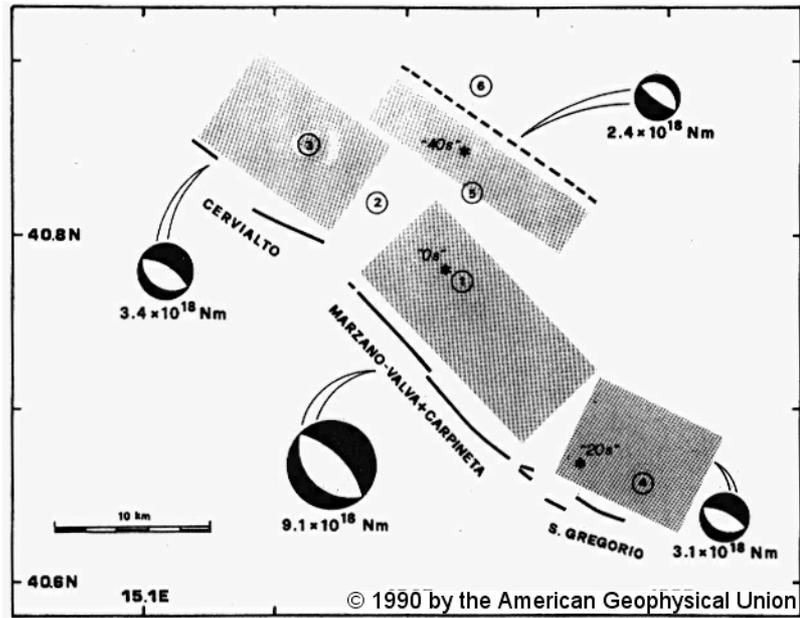


Figura 4.9. Schema delle faglie e delle sorgenti del terremoto dell'Irpinia del 1098 con l'attribuzione delle scosse a 0, 20 e 40 secondi e meccanismi focali rappresentativi. (da Valensise e Pantosti 1990).

Allo stesso modo anche la stima di $1,4 \pm 0,2$ mm/a di divergenza tra i siti di GIUL e DONG può risentire del contributo sia della faglia del Marzano-Carpineta che di quello della faglia di Caggiano (fig. 4.8).

I dati geodetici risultano superiori alle stime paleosismologiche effettuate lungo i segmenti di faglia di Carpineta-Marzano e di San Gregorio, che indicano un estensione di circa 0,2-0,3 mm/a (DISS). Questa sovrastima dei gradienti potrebbe essere attribuita alla misura, e in questo caso soprattutto per quello più elevato, a nord, tra i siti di ANDR e BAGN, dove siamo in presenza di siti che hanno ottenuto 3 misurazioni e che soffrono un errore maggiore. La stima minore, infatti, legata ai siti di GIUL e DONG che hanno ottenuto 5 misure in un arco temporale maggiore (15 anni) è più vicina a quelle paleosismologiche. Un'altra probabile circostanza è che nella stima geodetica sono sommati i contributi provenienti da più strutture che si trovano nell'area interposta ai siti considerati, ivi compresi anche movimenti legati a strutture minori non note o a scivolamenti asismici. Inoltre il campionamento geodetico agisce su un intervallo di tempo differente da quello paleosismologico, (molto piccolo il primo, di lungo termine il secondo) che potrebbe quindi registrare un periodo di minore distribuzione degli

eventi. E' anzi probabile che questa evenienza rappresenti il contributo maggiore alla discrepanza.

Spostandoci a S, nessuna struttura attiva è nota ad ovest di DONG, dove tra questa stazione e quella di GRAN si registra una estensione di $0,7 \pm 0,2$ mm. Ferranti et al. (2008) hanno ipotizzato che questa velocità residua, osservata anche nelle misure 1995-2000 (sebbene con incertezza maggiore), possa essere legata a uno slip asismico su piani di sovrascorrimento riattivati. Effettivamente, è possibile ipotizzare che lo scorrimento osservato possa verificarsi su faglie a basso angolo mappate in profili sismici crostali (Mazzotti et al, 2000; Scrocca et al, 2005) radicate a piccole profondità, sotto il Monte Soprano, che hanno agito in passato come superfici di scollamento e che potrebbero riattivarsi come faglie normali. (fig. 4.10).

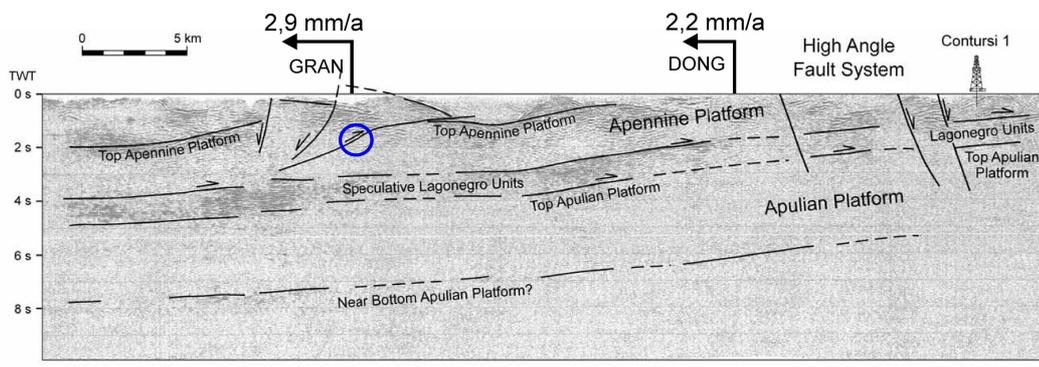


Figura 4.10. Interpretazione della parte occidentale del profilo sismico CROP-04. Indicate le velocità dei siti GRAN e DONG nel sistema di riferimento locale con Matera fissa, e con il cerchio blu il thrust che si invertirebbe a scivolamento estensionale (modificata da Scrocca et al., 2005).

4.2.2.2 Confine Campano - Molisano

Le due sorgenti sismogenetiche individuali (Boiano e Tammara) presenti nel database del DISS 3.1.1. lungo il confine campano molisano fanno parte del sistema composito di Miranda – Apice, il più a nord dei sistemi di faglie normali ad alto angolo NE immergenti dell'Appennino meridionale (fig. 4.11). Si tratta, secondo gli studi sismologici e geomorfologici (Di Bucci et al., 2005, 2006; Fracassi e Valensise 2007; Montone et al., 2004; di strutture orientate $N304^\circ$ e $N311^\circ$ con immersione di 55° e 60° , rispettivamente, e meccanismi puramente estensionali. La faglia di Boiano viene ritenuta responsabile del terremoto del

1805 secondo le interpretazioni geologiche (Di Bucci et al., 2002), ma non vi sono evidenze di rottura nel terreno e i dati di trincee paleosismologiche sono ambigui (Blumetti et al., 1999). Ancora dibattuta è invece la responsabilità della faglia del Tamarro per il terremoto del 1688 proposta da alcuni autori (Boschi et al., 1995; Massaro et al., 1996) su basi geomorfologiche.

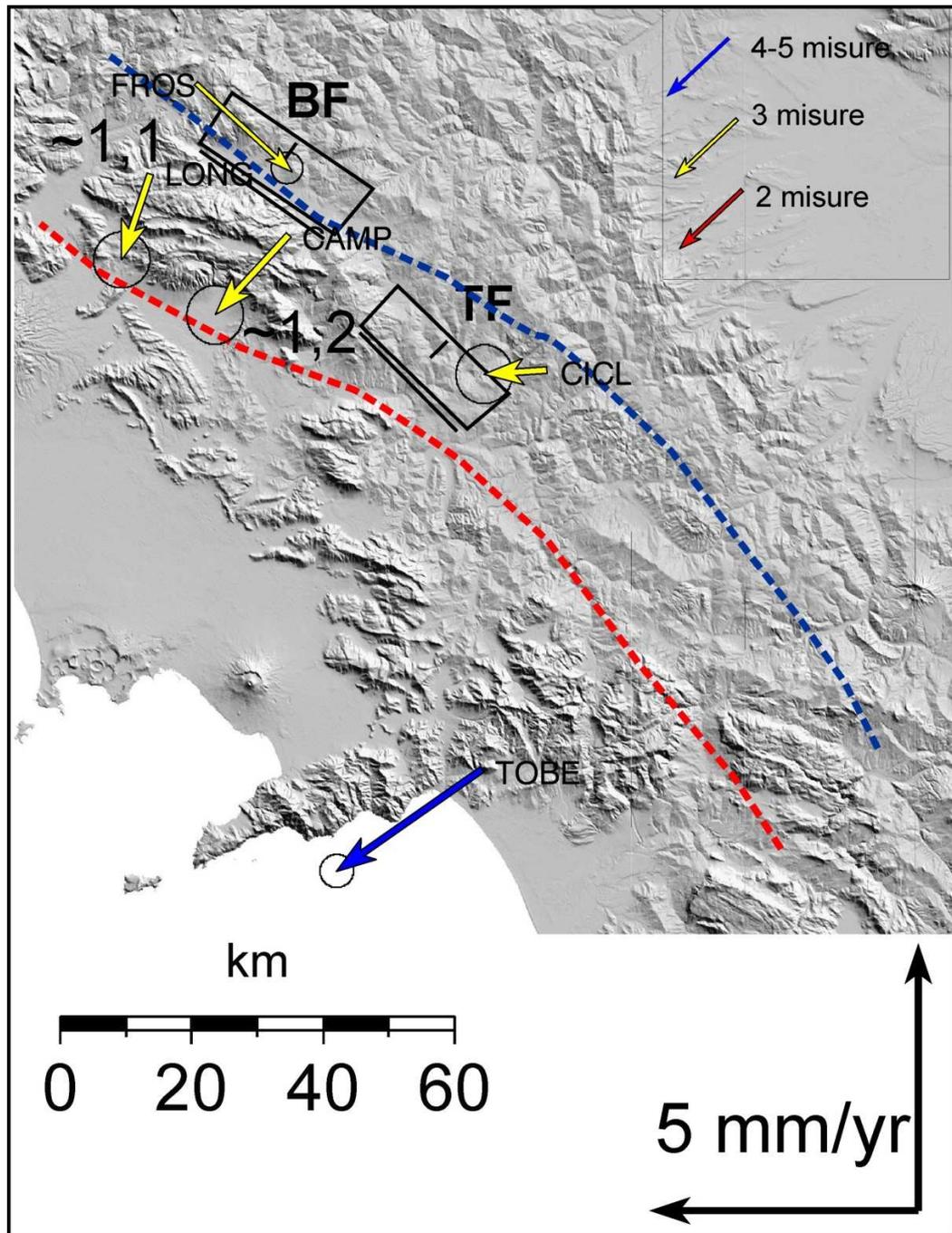


Figura 4.11. Campo di velocità in Campania nordoccidentale e Molise occidentale, le velocità dei siti fanno riferimento al sito fisso MATE. I numeri mostrano le componenti di estensione in mm/a. BF:Boiano Basin Fault; TF: Tamarro Basin Fault.

A cavallo della faglia di Boiano troviamo valori di divergenza di $1,1 \pm 0,3$ e $1,2 \pm 0,3$ mm/a tra i siti FROS a tetto, e LONG e CAMP a letto della faglia. Più a sud, nell'area della faglia del Tammaro, la differenza di velocità tra i siti CICL e CAMP, rispettivamente a tetto e a letto della faglia è allo stesso modo di $1,2 \pm 0,3$ mm/a (fig. 4.11). I valori ottenuti al confine campano lucano, quindi, sono minori rispetto ai valori stimati in Campania occidentale, poiché siti posti più a W non danno risultati per ora affidabili. Solo il sito di TOBE a S (fig. 4.11) è maggiormente vincolato e con ellisse di errore minore, ma non si considera in questi calcoli in quanto la sua distanza dalla faglia è tale da rendere possibile una sovrastima del dato.

Ad ogni modo il valore di circa 1 mm/a è consistente con quanto ottenuto per la Campania occidentale e risulta ancora maggiore del valore massimo stimato paleosismologicamente di 0,5 mm/a circa (Database DISS 3.1.1). Questa maggiore stima può essere dovuta ad una differente campionatura spaziale che quindi può includere nel computo totale strutture non note, o cieche sulle quali avviene deformazione asismica (vedi fig. 4.1) e/o, come detto in precedenza per il settore campano (par.4.1.2.1) ad una differente campionatura temporale.

4.2.2.3 Vallo di Diano - Val d'Agri - Lucania

Il bacino della Val D'Agri, collocato nella porzione assiale del settore Campano-Lucano dell'Appennino meridionale, è un bacino allungato in direzione NW riempito di depositi continentali Quaternari. In quest'area troviamo la sorgente individuale più meridionale del sistema Irpinia – Agri costituita dai 6 segmenti di Mandranello-Mandrano, Campolongo, Zi Gregorio, Magorno, Monte Aquila e Tramutola, Si tratta di faglie normali attive, per lo più cieche o coperte, orientate circa N300-320, NE immergenti con angoli tra 50 e 70 gradi e meccanismi di movimento estensionali (Maschio et al., 2005; Pantosti e Valensise, 1990). A ovest di questo sistema troviamo il sistema del Vallo di Diano costituito anch'esso da faglie di simile geometria, ma immergenti a SW (Ithaca) (fig. 4.13).

I dati PTGA registrano a cavallo di quest'ultima area la divergenza dei siti VAIA

e CARM, posti rispettivamente a tetto e a letto del sistema di faglie della fascia meridionale del Vallo Diano, a $1,1 \pm 0,3$ mm/a (fig. 4.12), che indicherebbe estensione attiva in quest'area. Anche in questo caso la stima dell'estensione geodetica supera, anche se di poco, quella geologica che è di circa 0,4 mm/a (Papanikolaou e Roberts, 2007).

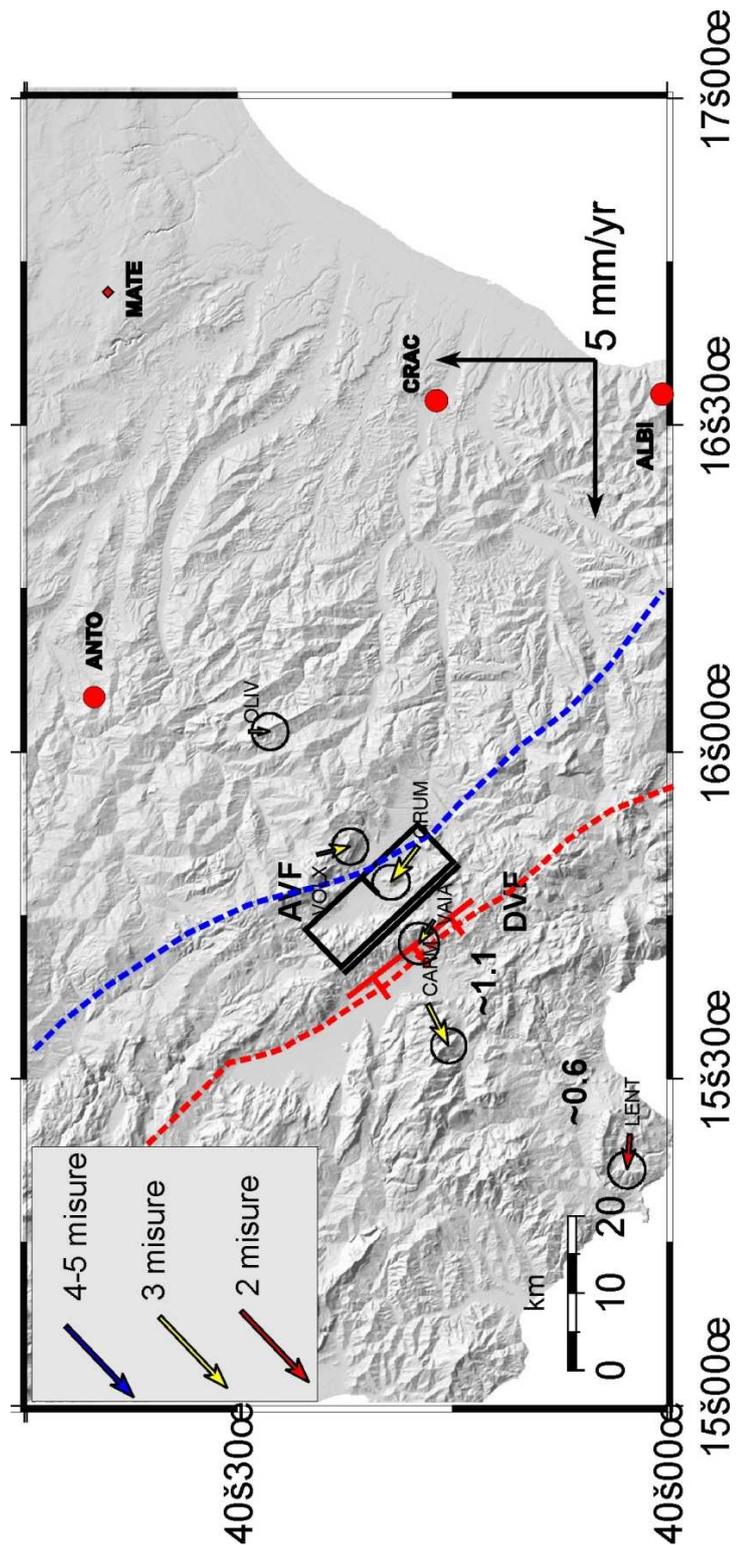


Figura 4.12. Campo di velocità in Campania meridionale e Lucania, le velocità dei siti fanno riferimento al sito fisso Matera. I numeri mostrano la componente di estensione in mm/a. DVF :Diano Valley Fault; AVF: Agri Valley Fault. In nero la box sismogenetica per la Val d'Agri e in rosso una struttura esemplificativa del VDFS.

Una seconda area di estensione, come visto più a nord, in Campania occidentale, registrerebbe $0,6 \pm 0,3$ mm/a nell'area tra i siti di CARM e LENT, anche se la *baseline* è qui molto più grande. Inoltre, questa stima è ancora preliminare in quanto il sito di LENT ha ottenuto solo due misurazioni, ma il suo moderato ellisse di errore ci permette di ritenere il dato ragionevole.

Non si registrerebbero, invece, movimenti divergenti di rilevabile entità in Val d'Agri dove i valori delle velocità dei siti GRUM e VAIA rispettivamente a tetto e a letto del sistema di faglie, sono praticamente uguali.

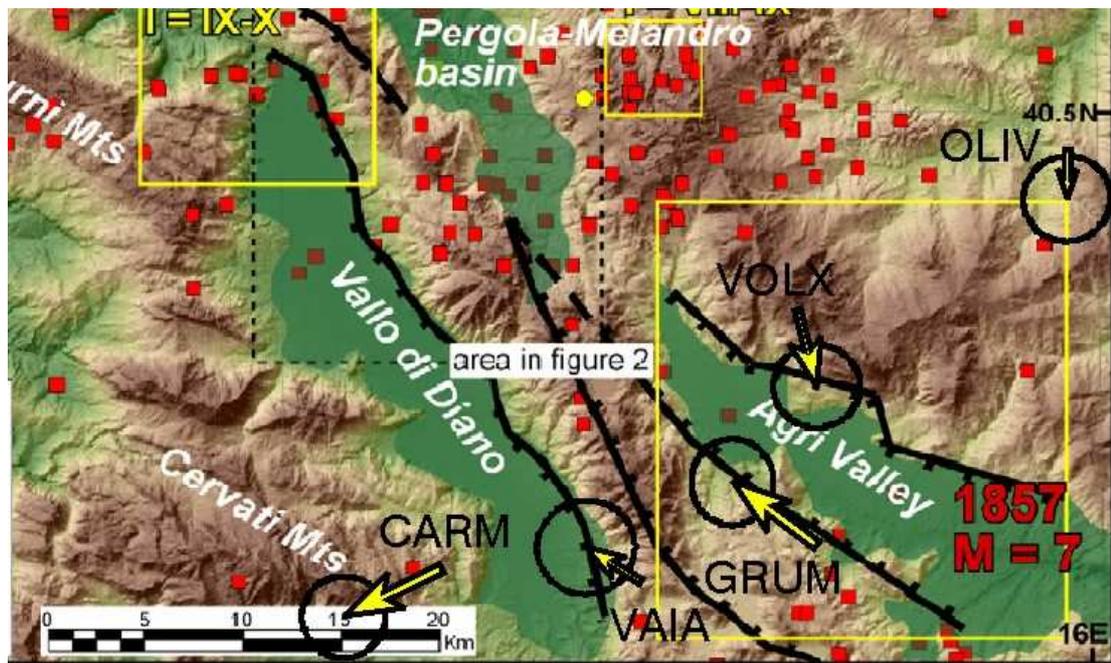


Figura 4.13. Schema morfotettonico dell'area Vallo di Diano-Val d'Agri con campo di velocità dei siti dell'area riferiti al sito fisso Matera (modificata da Moro et al., 2007).

I siti VOLX e GRUM registrano, preliminarmente, una trascorrenza destra con debole compressione e ricadono nell'area di passaggio tra il settore in estensione e quello in trascorrenza identificata dalla linea tratteggiata blu (fig. 4.12). Lo stile di deformazione trascorrente è compatibile con lo stile deformativo dedotto dai meccanismi focali dei terremoti dell'area, il più significativo quello di Potenza del 1980 poco più a nord dei siti considerati (fig. 4.5).

La zona a E dell'Agri non registra particolare movimento; il sito OLIV, infatti, è praticamente solidale al sito fisso di Matera con il quale, quindi, formerebbe un unico blocco.

I valori dell' estensione totale al confine campano-lucano è di $1,7\pm 0,4$ mm/a, e come per il confine campano molisano, risulta più basso di quelli calcolati in Campania occidentale.

I siti installati nel 2008 al confine calabro-lucano orientale (ALBI, ANTO e CRAC) che per ora hanno ottenuto solo due misure nell'arco temporale di circa 2 anni, una volta rimisurati, permetteranno di migliorare il campo di velocità dell'area.

4.2.2.4 Confine Apulo-Molisano-Campano (Daunia-Gargano-Murge)

A differenza del versante ovest dominato dalla fascia estensionale, la tettonica transpressiva della zona orientale è massima nel settore settentrionale dove una deformazione con un trend est-ovest si riflette nelle velocità GPS (fig. 4.2) e nella sismicità (fig. 4.4). I dati geodetici e sismologici sono in buon accordo con l'attività di sistemi di faglie oblique e trascorrenti destre che caratterizzano l'avampese adriatico meridionale. La deformazione recente e attiva si concentra particolarmente a cavallo della faglia di Mattinata e della sua prosecuzione nei segmenti più a ovest (Piccardi et al., 1998, 2005, Tondi et al, 2005; Di Bucci et al., 2006), e anche verso est nell'offshore mappati dall'analisi di profili sismici (De Alteriis, 1995; Ridente e Trincardi 2002; Di Bucci et al., 2009).

In quest'area riscontriamo nel DISS la presenza di 3 sorgenti sismogenetiche composite.

A nordovest nell'area di confine molisano – pugliese troviamo la sorgente di San Severo – Ripabottoni costituito da 3 sorgenti individuali (Ripabottoni, San Giuliano di Puglia e San Severo). Queste sorgenti sono subverticali, NE immergenti e sono orientate circa E-W (N250 - N270) (fig. 4.13). Si tratta di faglie per lo più cieche, non ben conosciute prima del terremoto di San Giuliano di Puglia del 2002, nelle cui due scosse principali si sono mossi i segmenti di Ripabottoni e di San Giuliano (Valensise et al., 2004). Lo studio di questo terremoto e dei meccanismi focali transpressivi destri ha permesso la migliore comprensione del terremoto del 1627, che presenta le stesse caratteristiche cinematiche (Fracassi et al., 2007). Questo sarebbe stato attribuito alla faglia di Apricena nell'area del segmento di San Severo (Valensise et al., 2004, Patacca e

Scandone, 2004). La sorgente composita San Severo – Ripabottoni costituisce il prolungamento ad occidente della sorgente composita di San Marco in Lamis – Mattinata, storicamente più attiva. Quest'ultima è costituita dalle sorgenti individuali di San Marco in Lamis, San Giovanni Rotondo e Monte Sant'Angelo, costituite a loro volta dalle omonime faglie attive. Le sorgenti sono orientate circa E-W (N260-N290) e presentano angoli di immersione tra 80 e 90 gradi e un rake tra N200 e N230 con movimenti laterali destri in età recente (Piccardi 1998; Tondi et al., 2006).

Questa sorgente rappresenta un sistema profondo di faglie attive dal Mesozoico con differente cinematica (Funiciello et al., 1991; Gars, 1983). Il pattern strutturale ereditato e sviluppato nel tempo in parte abbandonato e in parte riattivato secondo il regime di stress attuale ha lasciato nel paesaggio una impronta che rende le indagini di campagna non sempre facili. Recenti studi hanno evidenziato un complesso quadro strutturale composto da faglie più superficiali (fino a 12 km) associate a terremoti storici e faglie più profonde (fino a 25 km) che hanno causato i recenti terremoti strumentali (Piccardi 1998; Tondi et al., 2006).

La terza sorgente composita è quella di Castelluccio dei Sauri-Trani nell'area della valle dell'Ofanto, a sua volta costituita dalle sorgenti individuali di Ascoli - Satriano, Cerignola e Bisceglie. Questa sorgente appartiene al sistema trascorrente destro che caratterizza il *foreland* adriatico meridionale, e si presenta con faglie orientate E-W, circa verticali, N immergenti, spesso cieche, ancora non ben caratterizzate, ma rilevate grazie a studi geomorfologici e analisi di sezioni sismiche a terra e a mare (Sella et al., 1988; Pieri et al., 1997; Morelli, 2002)

Le velocità dei siti PTGA sul margine Apulo, mostrano una significativa componente di convergenza obliqua e movimento laterale rispetto a MATE (fig. 4.13). La transizione tra dominio divergente e convergente si identifica con i movimenti paralleli alla catena Appenninica, nel sistema di riferimento di MATE, dei siti FROS e SVIT a $3,6 \pm 0,2$ e $1,9 \pm 0,2$ mm/a, in accordo con il dato sismologico che registra terremoti di tipo trascorrente (fig. 4.5) in una zona di accomodamento dove si localizzano le strutture trascorrenti rilevate e riportate dal database del DISS (fig. 4.13). Il movimento relativo dei siti di FROS e MAUR in

Daunia, che sono in convergenza con i siti di SVIT e MURG, determina una compressione tra il Molise e la Puglia settentrionale che si esplica lungo le strutture sismogenetiche conosciute nell'area.

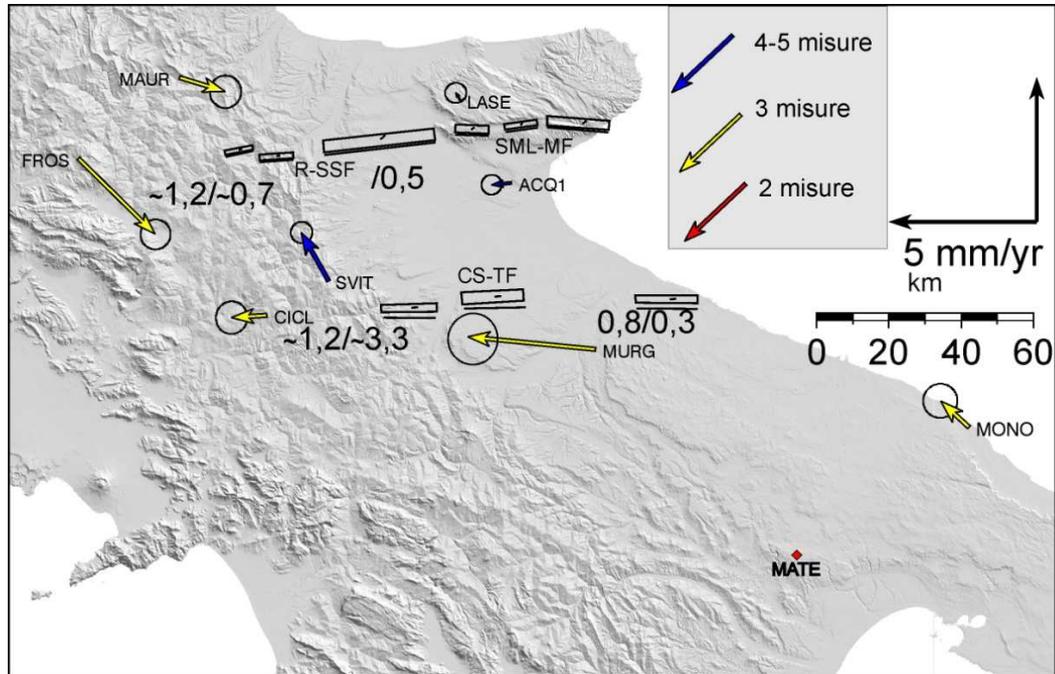


Figura 4.13. Campo di velocità in Puglia settentrionale e Molise, le velocità dei siti fanno riferimento al sito fisso MATE. R-SSF :Ripabottoni-San Severo Fault Zone; SML-MF: San Marco in Lamis-Mattinata Fault Zone; CS-TF: Castelluccio dei Sauri-Trani Fault Zone (DISS 3.1.1.). I numeri mostrano le componenti di convergenza/trascorrenza in mm/a.

Nel dettaglio (fig. 4.13) andando da MATE verso nord, la progressiva diminuzione nella velocità del movimento verso ovest dei siti MURG, AQU1 e LASE suggerisce una dislocazione differenziale lungo le strutture trascorrenti est-ovest raggruppate nelle 3 zone composite di faglia (DISS 3.1.1.). A nord ovest a cavallo della sorgente composta di Ripabottoni-San Severo la convergenza tra i siti di MAUR, a nord, e SVIT, a sud, presenta un gradiente di velocità di $0,7 \pm 0,3$ mm/a in trascorrenza destra e $1,2 \pm 0,3$ mm/a in convergenza. Più a est a cavallo della zona composta di San Marco in Lamis-Mattinata, il recente comportamento trascorrente destro suggerito dagli studi paleosismologici (Piccardi, 1998) e dalla sismicità si riscontra anche nel differenziale di velocità lungo la componente E-W parallela alla faglia dei siti LASE e ACQ1 in movimento destro a circa 0,5 mm/a. La differenza di velocità lungo la direzione perpendicolare alla direzione di faglia

invece è prossima allo zero, suggerendo quindi una diminuzione della componente compressiva spostandoci lungo i segmenti di faglia in direzione dell'Adriatico.

Più a sud, lungo il sistema di faglie E-W meridionale, un significativo accumulo si ha tra i siti MURG e SVIT a cavallo della Zona di Castelluccio dei Sauri-Trani (bassa Valle dell'Ofanto), in cui si registrano $3,3 \pm 0,5$ mm/a di gradiente di velocità in trascorrenza e $1,2 \text{ mm/a} \pm 0,5$ in convergenza rispettivamente calcolate lungo direzioni parallela e perpendicolare alla direzione della sorgente composita. Lungo questo segmento, spostandoci a est, verso il margine adriatico, la componente di compressione diminuisce fino a $0,8 \pm 0,3$ mm/a e la componente di trascorrenza destra si riduce fino a $0,3 \pm 0,3$ mm/a considerando le velocità relative di MONO e ACQ1.

Infine notiamo il consistente allontanamento di MURG da MATE fisso a $4 \pm 0,5$ mm/a, e di MONO sulla costa a $1,3 \pm 0,2$ mm/a, movimento non registrato dalla sismicità strumentale dell'area, che suggerisce un possibile accumulo di strain sulle faglie profonde della ripida scarpata che borda a sudovest il plateau delle Murge.

I calcoli che coinvolgono il sito di MURG sono da ritenersi meno affidabili in quanto, come già detto, il sito ha subito 3 misurazioni nell'arco di 5 anni ed è affetto da un errore maggiore, mentre sicuramente più affidabili sono da ritenersi le stime che coinvolgono gli altri siti dell'area.

4.2.2.5 Calabria settentrionale

In Calabria settentrionale è presente la sorgente sismogenetica composita del Pollino (fig. 4.14), che combacia geometricamente con la sorgente individuale di Castrovillari a sua volta formata dagli svariati segmenti di faglia di Castrovillari – Frascineto (Cinti et al., 1997). La sorgente composita si estende per pochi km tra Basilicata e Calabria e si presenta con una orientazione circa NNW-SSE con immersione a SW e meccanismi cinematici di tipo estensionali. La sismicità storica e strumentale in questa area è molto esigua, l'unico terremoto che si conosce è quello del 1708 di Mw di circa 5,6 (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007). La sorgente

individuale di Castrovillari è orientata N158 con immersione di 60 gradi lungo una direzione N270 e quindi caratterizzata da meccanismi puramente estensionali. La fascia di estensione attiva in Appennino meridionale si esaurirebbe su queste strutture a ovest della piana di Sibari e delle catene di Pollino e Sila.

In figura 4.14 sono inoltre rappresentate più a sud, nel blocco Silano, le faglie di Cecita e dei Laghi, strutture trasversive orientate circa N-S e NNW-SSE, immergenti a W, attive, secondo studi paleosismologici, con movimenti laterali sinistri (Galli e Bosi, 2003).

Evidenze di trascorrenza sinistra le troviamo anche su altri segmenti di faglia NW-SE sia a terra (San Nicola–Rossano shear zone, Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007) che nell'offshore (Sibari fault, Del Ben et al., 2007). Dibattuta è ancora l'attività della faglia di Corigliano Rossano mossasi in trascorrenza sinistra durante il Pliocene-Quaternario (Galadini et al., 2000; Cucci, 2004) e forse in estensione recentemente (Molin et al., 2004; Galli et al., 2010). Inoltre la catena del Pollino nella sua porzione più prossima al fronte del thrust Appenninico è tagliata da faglie NW-SE (Ferranti et al., 2009; vedi cap. 5) che mostrano evidenze di traspressione sinistra attiva durante il Pleistocene inferiore e medio (Catalano et al., 1993; Monaco et al., 1998; Ferranti et al., 2009). Profili sismici a riflessione nell'area del bacino di Sibari e di Amendolara mostrano la presenza di queste strutture anche a mare (Del Ben et al., 2007; Ferranti et al., 2009).

In Calabria settentrionale (fig. 4.14) le velocità sono minori rispetto alle aree discusse in precedenza; questo, benché significhi una minore deformazione, comporta una maggiore difficoltà e incertezza nell'interpretazione dei dati. La rete PTGA registra una velocità praticamente nulla per COLO che costituisce un blocco unico con il sito fisso di MATE, mentre movimenti più significativi si registrano per i siti più a sud. In particolare, si nota l'avvicinamento di TIMP a Matera a $0,4 \pm 0,2$ mm/a che testimonierebbe quindi un fenomeno di traspressione in Lucania meridionale.

Di entità piccola e praticamente nell'errore la convergenza obliqua a $0,2 \pm 0,2$ mm/a di CASS rispetto ai siti LUZZ e CECI, laddove ricade la faglia trascorrente sinistra di Corigliano-Rossano (fig. 4.14). La differenza di velocità tra questi siti lungo una direzione parallela a quella della faglia, circa E-W, determina un valore

di velocità anche in questo caso di $0,5 \pm 0,2$ mm/a con direzione di movimento sinistro a cavallo della faglia.

Più a sud, in Sila, i siti di LUZZ e CECI rispettivamente al tetto e al letto dell'allineamento delle faglie dei Laghi e di Cecita, divergono entrambi da Matera con velocità e direzioni praticamente uguali che non determinano, quindi, un differenziale rilevante a cavallo delle faglie suddette.

La debole componente di compressione in quest'area si accumulerebbe su probabili strutture supposte in questa area da studi sulla dislocazione dei terrazzi marini sulla costa ionica (Ferranti et al., 2009; Santoro et al., 2009; Caputo et al., 2010), da studi su profili sismici offshore (Doglioni et al., 1999; Del Ben et al., 2003), e dall'analisi della sismicità, seppur debole ma presente nell'area, di tipo trascorrente o traspressivo a N della Sila e a S del Pollino, con assi P circa NE-SW (Mednet RCMT e QRCMT [1997–2006]).

Le velocità GPS, quindi, potrebbero essere un effetto in superficie di queste deformazioni profonde che la sismicità, le sezioni sismiche e il modeling dei terrazzi suggeriscono avvenire a profondità superiori ai 10 km (vedi Cap. 5).

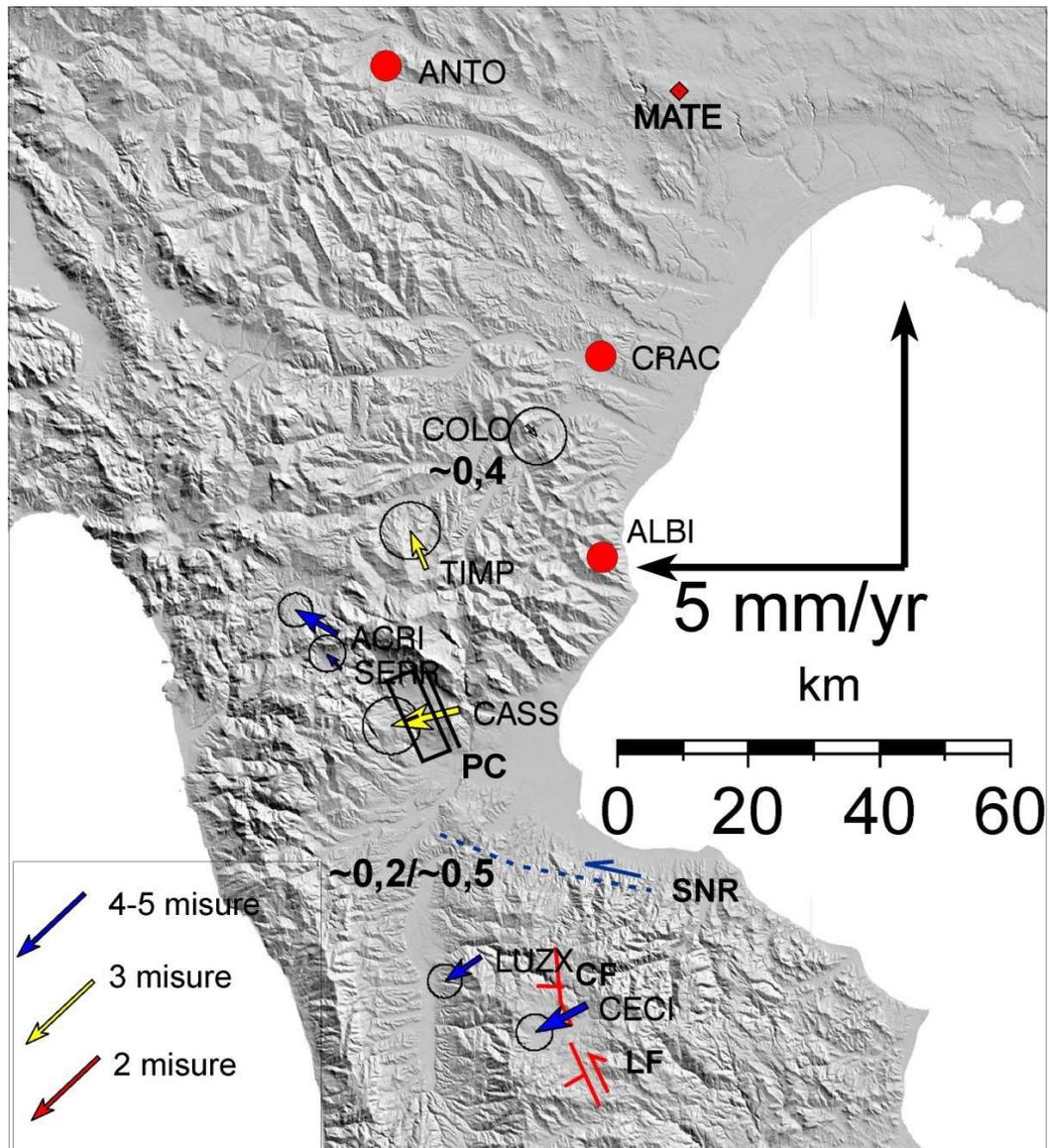


Figura 4.14. Campo di velocità in Calabria settentrionale e Basilicata meridionale, le velocità dei siti fanno riferimento al sito fisso Mate. In blu le faglie trascorrenti (da: Ferranti et al., 2009 cum ref.). In rosso faglie normali e trascorrenti (da Galli et al., 2008). I numeri mostrano le componenti di convergenza/trascorrenza in mm/a. CF : Cecita Fault; LF: Laghi Fault; SNR: San Nicola Rossano Fault; PCF: Pollino Castrovillari Fault; STSZ: Satanasso shear zone.

4.3 Sintesi

4.3.1 Dominio di estensione in Italia meridionale

Le velocità residuali tra i siti più orientali dei settori campani e molisani

riscontrate in questo studio possono essere confrontate sia con precedenti studi geodetici, che con i tassi di estensione derivati dalla sismicità strumentale (Anderson e Jackson, 1987; Jackson e McKenzie, 1988), e con le stime paleosismologiche su faglie attive nella zona assiale appenninica (Pantosti et al., 1993; Maschio et al., 2005; Galli et al., 2006).

La stima dell'estensione indicata dalla velocità dei siti in Campania Molise e Lucania settentrionale è consistente con i tassi calcolati tramite dati VLBI (Ward, 1994), e dati GPS (Ferranti et al., 2008) e risulta maggiore rispetto ad altri studi GPS (Anzidei et al., 2001; Serpelloni et al., 2007), e compatibile con le stime minime calcolate con una combinazione di dati GPS e livellazione secolare (Hunstad et al., 2003) (tab. 4.1). I valori dell'estensione sono stati calcolati su ideali profili NE-SW collocati lungo fasce ristrette secondo la copertura dei siti della rete (vedi figg. 4.7 e 4.11), e cioè: dal margine Tirrenico alla zona assiale per il settore campano-lucano e nella sola area assiale nel settore campano-molisano. Queste stime risultano, essere maggiori di quelle stimati per gli stessi settori dai lavori basati sulla sommatoria dei momenti sismici (Selvaggi, 1998). Ricordando il modello di deformazione intersismica mostrato in fig. 4.1, si può asserire che questa differenza può essere risolta o con un movimento asismico attuale in queste aree, o con un futuro aumento della deformazione co-sismica.

Difatti, le nostre stime della deformazione sono maggiormente vicine a quelle fatte usando il catalogo storico della sismicità (Westaway, 1992) che, diversamente da quello strumentale, ha un intervallo di campionamento più completo.

TABELLA 4.1			
Riferimento bibliografico	Estensione settore campano molisano (mm/y)	Estensione settore campano lucano(mm/y)	Metodo
Hunstad et al., 2003	2,5/3,5	3,5/5	GPS + Triangolazione
Serpelloni et al.,	1,8	1,9	GPS

2005			
Ferranti et al., 2008		3,5	GPS
Selvaggi, 1998	1,6	1,6	Sismicità
Westaway, 1992		2,3/5	Sismicità
Papanikolaou e Roberts, 2007	?	1,1±0,25	Paleosismologia
Questo studio	>1,2 (solo fascia assiale)	3,4±0,3	GPS

Tabella 4.1. Comparazione dei tassi di estensione in Appennino con precedenti lavori di letteratura.

Infine, si nota che, a livello regionale, le nostre stime sono superiori a quelle derivanti dalla paleosismologia (Papanikolaou et al., 2007). La discrepanza potrebbe essere attribuita alla presenza di strutture non conosciute nell'area considerata o a scivolamento asismico su faglie estensionali non considerate dagli studi paleosismologici e che invece vengono registrati dal dato geodetico. Bisogna anche puntualizzare il fatto che le stime paleo sismologiche riguardano l'asse della catena, dove ricadono le faglie attive, mentre il transetto geodetico copre anche buona parte del margine tirrenico. Infine, molto probabilmente, influisce la presenza, nelle misure geodetiche, di un pattern temporale clusterizzato.

Al contrario del settore assiale di catena, per le velocità residuali dei siti più occidentali posti sul margine tirrenico non c'è una corrispondenza sismologica o paleosismologica diretta. Le velocità dei siti posti sul margine del Tirreno, che manca di sismicità strumentale, suggeriscono o un accumulo di strain, o movimento asismico radicato a livelli crostali superficiali.

Il dominio di estensione così caratterizzato risulta maggiormente vincolato rispetto agli ultimi dati della rete ottenuti (Ferranti et al., 2008), grazie all'aumento del numero dei siti che permette una più puntuale tracciabilità del limite convergenza/divergenza e alle due nuove misurazioni che migliorano la qualità del dato.

É inoltre possibile riconoscere all'interno del dominio estensionale due nuove fasce parallele alla costa con gradienti divergenti differenti, una massima, più interna, in concomitanza delle maggiori strutture sismogenetiche e una con valori

minori, più esterna, prossima al margine Tirrenico. I valori dell'estensione di $3,4 \pm 0,3$ calcolati per l'area campana sono leggermente minori di quelli precedenti che risultavano compresi tra 4 e 5 mm/a (Ferranti et al., 2008) e sicuramente più puntuali nell'incertezza. Del tutto nuove, invece, risultano le due aree campano-molisana e campano-lucana che vanno a infittire il dato nel dominio estensionale. In Calabria settentrionale i valori che risultavano consistenti a cavallo delle strutture di Castrovillari e Cecita a circa 2 mm/a (Ferranti et al., 2008) sono invece adesso di entità quasi nulla.

4.3.2 Dominio di trascorrenza e traspressione in Italia meridionale

La deformazione traspressiva riscontrata nelle velocità GPS è, come visto, in buon accordo con il regime sismotettonico nel settore settentrionale (fig. 4.5), tra Gargano, Murge e Daunia, ma non esistono stime regionali dei tassi di movimento su questi sistemi di faglie e sul rilascio di energia sismica.

Altrettanto complicata è l'area tra Calabria e Lucania meridionale dove zone a traspressione non erano ancora state individuate da precedenti studi geodetici a causa di una non buona copertura delle reti esistenti. Similmente, la scarsa sismicità storica e strumentale rende l'aspetto sismico non confrontabile con quello geodetico.

Al contrario, esistono evidenze geologiche di questo tipo di deformazione. Strutture in Lucania orientale con direzione di raccorciamento NE-SW sono documentate nel Pleistocene Medio (Pieri et al., 1997, Casciello et al., 2000) e nel Pleistocene medio superiore con la presenza di terrazzi marini sollevati e piegati (Ferranti et al., 2009; Caputo et al. 2010), e nell'offshore da dati di profili sismici che mostrano strutture traspressive che tagliano il fondo mare che, come vedremo nei capitoli successivi più in dettaglio, scollano a livelli profondi.

Come per il dominio estensionale Tirrenico, la migliore qualità del dato e l'aumento dei siti a disposizione permette di migliorare le stime ottenute precedentemente da Ferranti et alii (2008) anche per il dominio avampaesico, e di definirne più correttamente i confini. Nell'area pugliese settentrionale si conferma il modello deformativo traspressivo con valori ridefiniti e più bassi e vincoli molto

più puntuali lungo le due zone di faglia con le strutture E-W in Gargano e nell'alta valle dell'Ofanto. A differenza delle ultime stime (Ferranti et al., 2008) è possibile tracciare un quadro più definito dell'andamento della componente di compressione che diminuisce muovendoci dall'interno verso il margine Adriatico e rimane sostanzialmente uguale andando da nord a sud. Allo stesso modo la componente trascorrente diminuisce in tutta l'area spostandoci lungo una direzione est-ovest verso l'Adriatico, mentre in direzione nord-sud diminuisce per la porzione più interna, aumenta invece in quella più esterna. Anche dai nuovi dati si conferma e si rafforza, grazie all'aumento delle stazioni, il dato sul movimento laterale del blocco delle Murge rispetto a Matera lungo il bordo occidentale del Plateau. Nuovi i dati nell'area di confine molisano-pugliese che ben mostrano la convergenza tra le due aree.

Al confine calabro-lucano, invece, la netta convergenza che registravano i dati precedenti (Ferranti et al., 2008) risulta invece diminuita a valori di circa 0,4 mm/a e leggermente spostata in direzione dell'area Bradanica. Questa differenza è probabilmente legata a una oscillazione localizzata nella serie temporale ridotta.

4.4 Campo di strain

Mediante l'utilizzo di tecniche di interpolazione, a partire dai valori di velocità osservati, dalla geometria della rete e dalla associata matrice di covarianza è stato derivato il campo di strain orizzontale. I tassi di strain sono stati calcolati interpolando le velocità all'interno di una griglia rettangolare e prendendo i valori delle derivate al centro di ogni cella della griglia usando il metodo di Haines et al. (1998) e Beavan e Haines (2001).

4.4.1 Campo di strain in Italia meridionale

Il campo di strain orizzontale in Italia meridionale mostra significativi strain compressivi (fino a 0,10 μ strain/a) in Calabria settentrionale e Puglia settentrionale, e strain estensionali di simile entità (fino a 0,12 μ strain/a) in Campania occidentale (fig. 4.15). L'area in estensione riporta valori massimi nella zona della Campania occidentale e valori minori man mano che ci si sposta a nord

verso il confine campano molisano e a sud verso il confine campano lucano, come avevano già messo in luce i gradienti di velocità calcolati. Particolarmente evidente risulta l'indentazione dell'area in compressione in avampaese che si spinge all'interno dell'area di catena Appenninica creando un cuneo all'interno dell'area più propriamente in estensione in Molise e in Campania orientale.

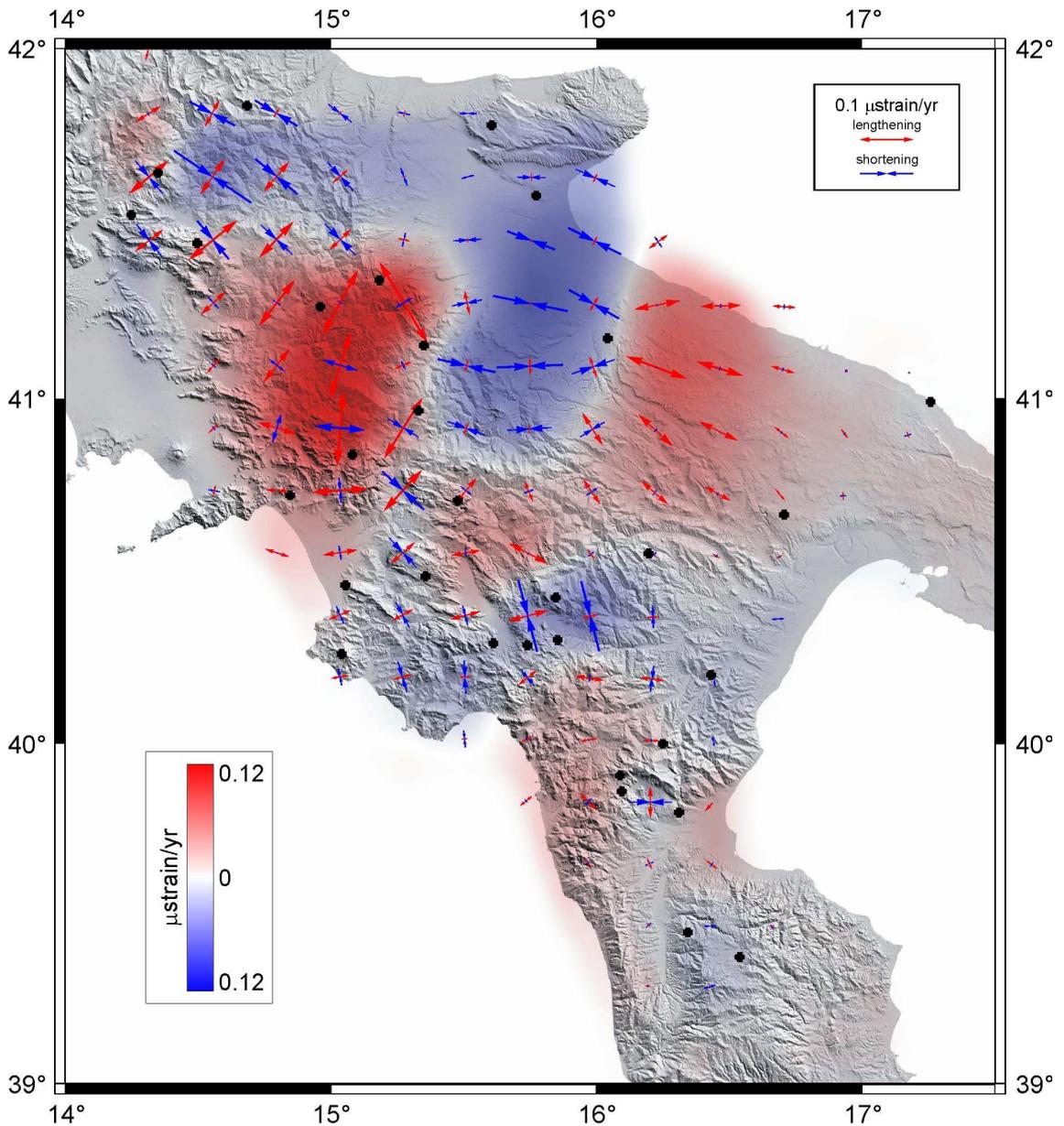


Figura 4.15. Campo di strain ricavata dall'interpolazione delle velocità della rete PTGA dell'Appennino meridionale. In rosso le aree in estensione e in blu in compressione.

Gli assi di strain compressivo risultano orientati NW-SE tra Gargano e Murge e NE-SW in Salento e a S del Pollino; quelli tensili sono orientati per lo più NE-SW

in Campania occidentale e NW-SE in Basilicata nord-orientale e nelle Murge settentrionali. Strain non uni-assiali con compressione NW-SE e tensione NE-SW di simile magnitudo sono abbastanza diffusi, in particolare al confine campano-molisano (fig. 4.15).

La distribuzione delle aree in estensione e in compressione/traspressione è congruente con la distribuzione dei terremoti in Appennino meridionale, con estensione in asse di catena, trascorrenza e compressione in Gargano e in minor misura in Calabria settentrionale e in Lucania (fig. 4.5).

Gli assi di strain calcolati sulla base dei dati di break-out di pozzo mostrano orientazioni simili con l'estensione NE-SW in catena (fig. 4.16); la compressione NW-SE in Gargano e, meno marcata, NE-SW in Calabria settentrionale; la compresenza di estensione NE-SW e compressione NW-SE al confine campano-molisano.

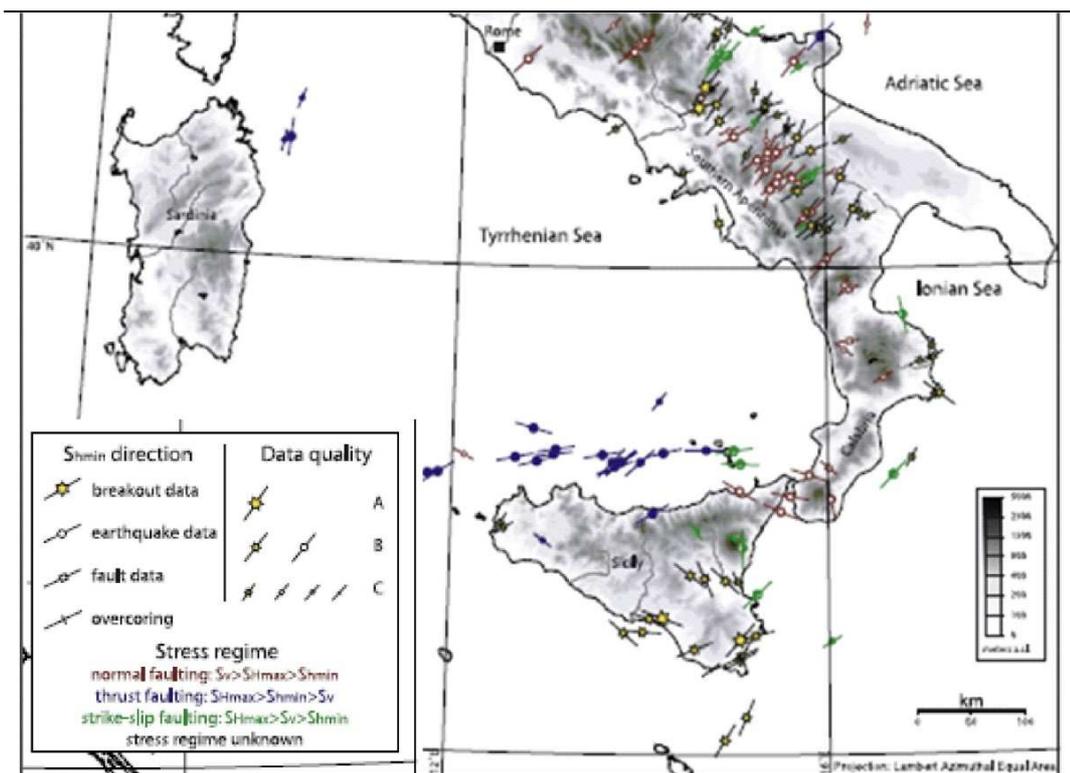


Figura 4.16. Mappa di stress con orientazione degli assi di stress minimo orizzontale (modificata da Montone et al., 2004).

Il cambio nella distribuzione degli assi di strain compressivi potrebbe essere spiegata chiamando in causa differenti sorgenti di movimento, in particolare la

compressione in Gargano in direzione NW-SE ben si raccorda con la direzione di movimento di Nubia verso Europa (fig. 3.5) e pertanto questo settore adriatico, pur cinematicamente slegato dalla macropiacca Africana (Serpelloni et al., 2007), potrebbe comunque risentire della sua spinta remota.

In Calabria settentrionale e forse in Salento, invece potrebbe non essersi esaurito il rollback dello slab Ionico-Adriatico che continuerebbe a generare un movimento in direzione NE-SW nel mantello astenosferico (Faccenna et al., 2004, 2006, 2007) che si propagherebbe agli strati più superficiali, dove le velocità GPS riscontrano una compressione orientata nella stessa direzione.

4.5 Sardegna meridionale

In Sardegna meridionale complessivamente la direzione di movimento verso sud-ovest rispetto a Cagliari risulta essere piuttosto congruente in tutto il blocco, fatta eccezione per il sito più ad est (VISI) che si sposta verso nord-ovest (fig. 4.17).

Nonostante la supposta stabilità di quest'area, le velocità residue dei siti GPS rispetto a Cagliari sono comunque apprezzabili (tab. 3.6). I siti di TEUL e RUIN si allontanano da CAGL a circa 1.5 mm/a suggerendo quindi per la loro vicinanza al sito fisso una possibile attività delle faglie sintetiche alle faglie che borda a ovest il Campidano (es. Faglia di Sarroch), suggerita anche dall'analisi della sismica a riflessione offshore, che mostra queste strutture tagliare e piegare sedimenti Plio-Quaternari (Casula et al., 2001), e da una debole sismicità recente (ISIDe: Italian Seismological Instrumental and Parametric Database) (fig. 4.17).

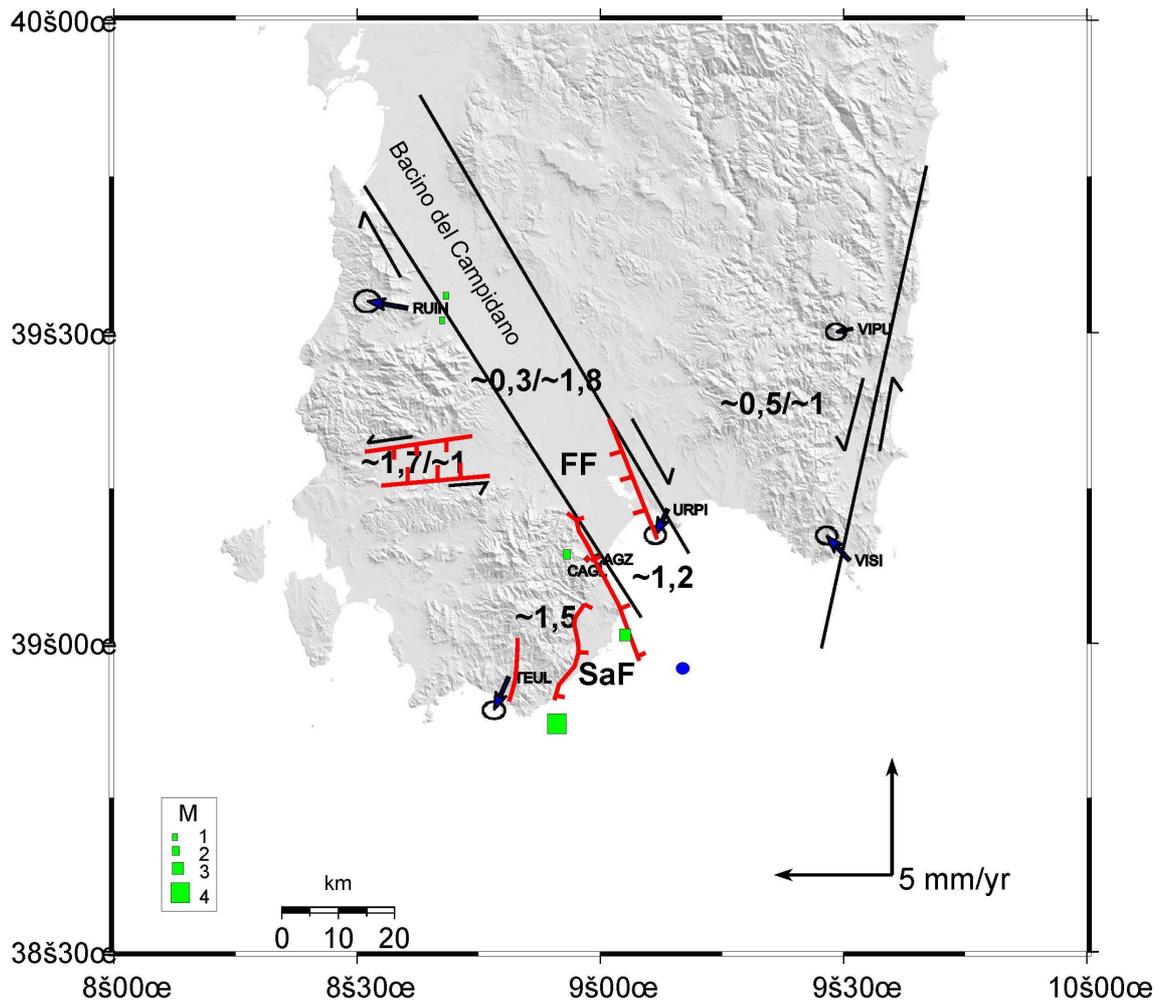


Figura 4.17. Campo di velocità PTGA in Sardegna meridionale riferito al sito stabile di CAGL. In blu il polo di rotazione (vedi testo), in verde la sismicità recente. I numeri mostrano le componenti di estensione/trascorrenza in mm/a. FF: Fangario Fault; SaF: Sarroch Fault. (Faglie da Casula et al., 2001 e da Carmignani, 1996).

Ad est del bacino invece il sito di URPI ha velocità residua in avvicinamento rispetto a CAGL di $1,2 \pm 0,2$ mm/a che farebbe supporre la presenza di una struttura tettonica attiva tra i due siti molto vicini tra loro. Tra i siti URPI e TEUL il differenziale di velocità risulta di $0,3 \pm 0,2$ mm/a in divergenza, in direzione perpendicolare alla direzione di sviluppo NW-SE del bacino, lo stesso che si registra tra URPI e RUIN, più a nord. Questi ultimi siti, inoltre divergono tra loro con una componente laterale di movimento di tipo destro che lungo la direzione delle faglie bordiere del bacino risulta essere di $1,8 \pm 0,3$ mm/a. Ad ovest del bacino la velocità relativa tra i siti TEUL e RUIN definisce nell'area interposta una divergenza obliqua di $1,7 \pm 0,3$ mm/a in direzione N-S e di $1 \pm 0,3$ mm/a in

direzione perpendicolare. L'accumulo di strain farebbe pensare ad una estensione del bacino diretto E-W nell'Iglesiente (bacino del Cixerri), in cui le faglie bordiere faglie avrebbero anche una componente transtensiva sinistra. Al bordo sudorientale dell'isola invece i due siti VISI e VIPU sono in convergenza obliqua tra loro: nello specifico, convergono a $0,5\pm 0,2$ mm/a lungo una direzione circa E-W e si allontanano a $1\pm 0,2$ mm/a nella direzione opposta. Questa convergenza obliqua potrebbe essere accomodata con un movimento traspressivo sinistro su faglie orientate circa NNE-SSW che formano il margine continentale dell'isola nel Tirreno, le cui faglie sintetiche sono mappate a terra (Bigi et al., 1992). Da notare come i siti più meridionali (VISI, URPI e TEUL) si muovono tra loro descrivendo una rotazione antioraria attorno ad un polo di rotazione posto nel golfo di Cagliari non lontano da CAGL (fig. 4.17).

Nonostante la sismicità storica e strumentale non riesca a dare dei vincoli indipendenti sulle strutture attive locali (Boschi et al., 2000), le velocità PTGA suggeriscono un diffuso ma consistente pattern di deformazione che attualmente avviene asismicamente. E' possibile dunque che le faglie bordiere del Campidano, dove si accumula verosimilmente la maggior parte dello strain, siano sede di dislocazioni tipo *creep*.

Come per i precedenti dati della rete in Sardegna (Ferranti et al., 2008) l'accumulo maggiore di strain si ha nell'area del bacino de Campidano dove i valori si attestano tra 0 e 2 mm/a risultando, quindi, molto minori e meglio vincolati rispetto alle precedenti stime di 3-7 mm/a. Minore sono anche le componenti di convergenza e di trascorrenza calcolate tra i siti orientali della Sardegna rispetto ai valori precedenti, mentre risulta nuova la componente di rotazione antioraria descritta dall'azimuth dei vettori velocità.

4.5.1 Campo di strain in Sardegna

Il campo di strain orizzontale derivato con tecniche di interpolazione tramite valori di velocità e geometria della rete (Haines e Holt, 1993) mostra valori di strain moderati compresi tra 0 e 0,6 (μ strain/a) (fig. 4.18). La compressione si concentra principalmente al bordo sudorientale dell'isola e con valori minori sulla

costa del golfo di Cagliari. L'estensione occupa tutta la restante area occidentale con valori moderati nel bacino del Campidano e più elevati ad ovest di questo. Gli assi di strain compressivi mostrano una orientazione principale NW-SE congruente con la compressione riscontrata tra Sicilia e Sardegna orientata allo stesso modo (vedi par. 4.6). Gli assi tensili, invece mostrano una rotazione oraria dell'azimuth di circa 180 gradi muovendoci da ovest a est. Sul bordo sudoccidentale nell'area del sito di TEUL e nell'offshore a est di questo gli assi tensili sono diretti circa NE-SW, nell'area immediatamente a nord si dispongono circa E-W, per poi ruotare in direzione NW-SE nel bacino di Cixerri (Iglesiente) e nell'area del Campidano, fino a disporsi N-S e NNE-SSW immediatamente ad est del Campidano, e NE-SW nell'area tra VISI e VIPU con valori molto prossimi allo zero. La rotazione degli assi avviene su ipotetici archi concentrici che ricalcano la forma concava del golfo di Cagliari. Il polo di rotazione degli assi tensili coincide evidentemente con quello rilevato per la rotazione descritta dai vettori di velocità dei siti suggerendo quindi una rotazione oraria del blocco meridionale della Sardegna.

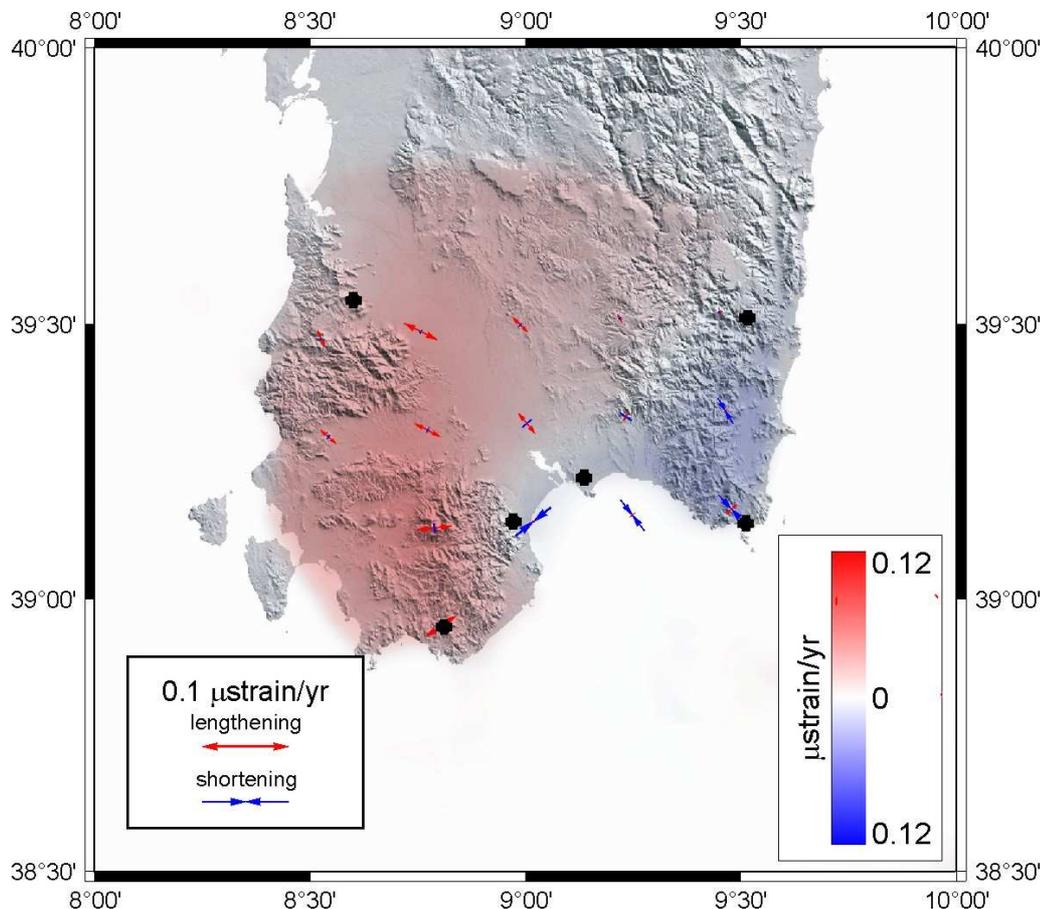


Figura 4.18. Campo di strain in Sardegna meridionale.

4.6 Sicilia

Per quanto riguarda la Sicilia bisogna premettere che le ampie ellissi di errore e i pochi siti a disposizione non permettono di definire un quadro cinematico coerente e significativo. Quello che possiamo però dire è che la variabilità interna delle velocità dei siti PTGA in Sicilia dimostra come questi siano svincolati dal generale movimento di Nubia verso Europa in direzione nord-ovest (figg. 3.5, 4.21), e si muovano non come un unico blocco coerente bensì come differenti domini con differenti componenti del movimento orizzontale.

La Sicilia orientale è caratterizzata dalle sorgenti composite di Gela-Catania a nord e di Scicli-Giarratana a sud (fig. 4.19). La prima appartiene al sistema orientale del sovrascorrimento S vergente Appennino-Maghrebide sviluppatosi nel Miocene in risposta alla convergenza Africa-Europa (all'epoca in direzione N-S) e che affiora a terra tra Gela e Catania. La struttura corre da Catania verso Gela in direzione sud-ovest per poi proseguire offshore risalire lambendo la costa meridionale e risalire verso nord ovest formando quindi un arco concavo verso nord. L'attività recente di questa sorgente sarebbe testimoniata dalla dislocazione dei terrazzi marini e fluviali a ovest di Catania, dal piegamento del substrato sedimentario del Monte Etna (Bousquet e Lanzafame, 1986), e dai terremoti storici e strumentali (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007) associati alla struttura, nell'area Catanese.

La seconda sorgente composta è denominata Scicli-Giarratana e attraversa, insieme alla sua prosecuzione settentrionale denominata Ragusa-Palagonia, il Plateau Ibleo per circa 70 km (da Ragusa al cuneo orogenico al fronte della catena) in direzione circa N-S. La struttura mostra una tettonica antica di tipo trascorrente destra (Monaco et al., 2003) che è possibile riconoscere grazie al forte controllo morfologico e strutturale impresso nel paesaggio. Meno marcate, invece, sono le evidenze della tettonica odierna di tipo trascorrente sinistro mostrata dalla dislocazione di corsi di fiumi e di terrazzi marini (Catalano et al., 2006; 2008). Osservazioni geologiche, campi di stress e misure GPS mostrano che l'area tra il Plateau Ibleo e l'Etna è sottoposta attualmente a raccorciamento in direzione

NNW-SSE, mentre la porzione centro-occidentale è maggiormente soggetta a tettonica di tipo trascorrente sinistra (Musumeci et al., 2005). La sismicità strumentale, di bassa energia, è concentrata nella parte settentrionale del Plateau (Boschi et al., 2000; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004; Pondrelli et al., 2006; Guidoboni et al., 2007).

Il movimento relativo delle stazioni al sito IGS Noto in quest'area orientale della Sicilia (tab. 3.5 e fig. 4.19) suggerisce una dislocazione attiva al fronte della catena, dove le velocità dei siti CONS e JUDI differiscono tra loro di $1,2\pm 0,7$ mm lungo una direzione NW-SE, perpendicolare al fronte della catena, e di $1,6\pm 0,7$ mm/a lungo una direzione parallela al fronte. Pertanto ne risulta una convergenza nell'area del sovrascorrimento frontale, accompagnata da un movimento trascorrente sinistro.

Nel *foreland* Ibleo il sito CONS invece si allontana da NOTO ad una velocità di $2,8\pm 0,6$ mm/a suggerendo la presenza di una struttura attiva tra i due identificabile con quella di Scicli - Giarratana, per la quale gli studi geomorfologici suggeriscono una più recente trascorrenza sinistra e che, però, non ritroviamo nella componente di velocità di CONS parallela alla direzione della faglia di $2,4\pm 0,6$ mm/a verso N e quindi in trascorrenza destra. I calcoli relativi al sito di CONS sono affetti da maggior errore in quanto si tratta di un sito sottoposto a 3 misure in un arco di tempo di 5 anni e quindi minore rispetto al sito di JUDI che infatti mantiene un'ellisse di errore minore.

In Sicilia occidentale la struttura principale è la sorgente composta di Marsala-Belice (fig. 4.19) che costituisce la porzione occidentale del sistema a thrust Appenninico Maghrebide. In quest'area è stata riconosciuta la sorgente individuale del Belice legata al terremoto del 1968 di Mw 5,6 i cui meccanismi focali hanno permesso di proporre la geometria della faglia sismogenetica (Morelli e Pondrelli, 1998). Si tratta di una struttura inversa orientata circa N277, con un'immersione verso nord di 55 gradi, e un rake di 127 gradi compatibile con un movimento di tipo obliquo destro. Nell'area settentrionale tra le strutture mappate in seguito a studi geologici troviamo faglie inverse est-ovest con componente trascorrente destra lungo il margine settentrionale del Monte Kumeta e della Rocca Busambra e faglie circa nord-sud di raccordo con componente

traspressiva sinistra al Monte Galiello (Avellone et al., 2010; Basilone et al., 2009; Giunta et al., 2000a; Mauz e Renda 1995).

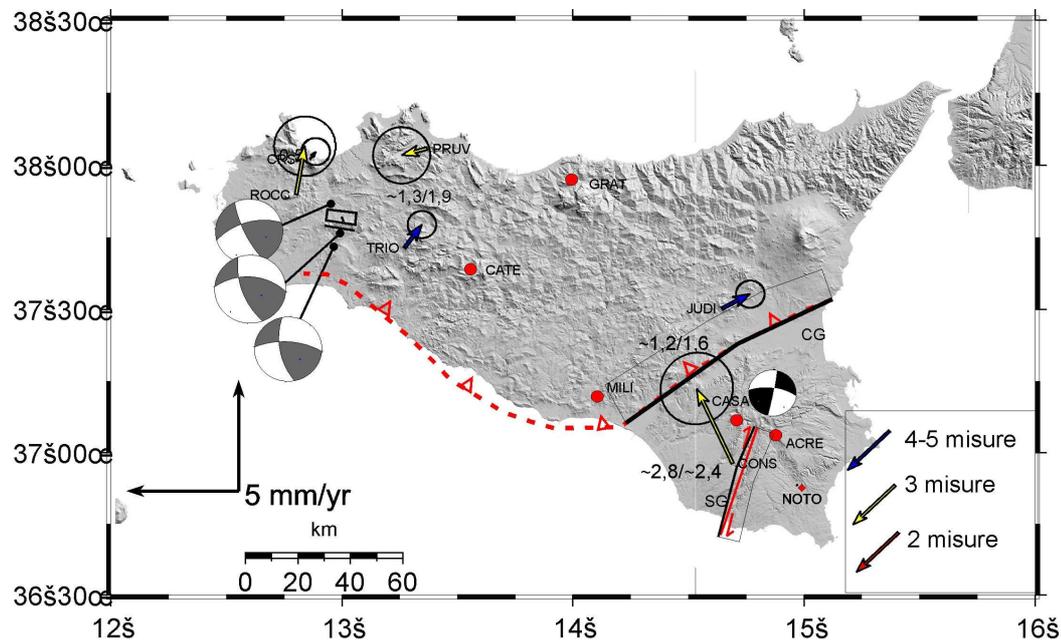


Figura 4.19. Campo di velocità PTGA in Sicilia riferito al sito stabile di NOTO. Sono presenti inoltre i meccanismi focali dei terremoti recenti, le sorgenti sismogenetiche DISS composite e individuali e i siti con sole due misure (pallini rossi). SG: faglia di Scicli - Ragusa.

Il campo di velocità orizzontale descritto dai siti CRST, ROCC, PRUV, e TRIO è complesso, i dati, però, sono consistenti con una fascia di deformazione compressiva nella parte centro-settentrionale dell'isola che si accumulerebbe sulle suddette strutture traspressive minori. Tra i siti più occidentali ROCC e CRST, la convergenza avviene a $1,8 \pm 0,6$ mm/a in direzione N-S, tra TRIO e PRUV più ad est i valori sono simili e si attestano a $1,3 \pm 0,6$ mm/a. Questi ultimi registrano, inoltre, un movimento sinistro in trascorrenza a $1,9 \pm 0,6$ mm/a, lungo una direzione E-W (fig. 4.19).

I meccanismi focali relativi alla sequenza del 1968 del Belice, poco più a ovest dei due siti, mostrano movimento traspressivo sinistro su piani est-ovest (fig. 4.19; Anderson e Jackson, 1987; Monaco et al., 1996), in buon accordo con le velocità geodetiche residue.

Il campo geodetico mappato per la Sicilia risulta ancora affetto da un'incertezza del dato, ancora elevata, ma comunque diminuita rispetto alle precedenti stime (Ferranti et al., 2008). Si conferma rispetto a queste ultime la convergenza

nell'area del sovrascorrimento sepolto in Sicilia orientale con valori dimezzati ma con una più forte componente di trascorrenza, e la trazione registrata a cavallo della struttura di Sciacca-Ragusa. Nonostante il quadro cinematico descritto dai quattro siti (ROCC, CRST, PRUV, TRIO) sia differente, si conferma il pattern di deformazione nell'area siciliano nord-occidentale riconosciuto dai precedenti autori (Ferranti et al., 2009) che viene anche quantificato dalle nuove misure che identificano un'area più marcatamente compressiva al bordo più occidentale e una compresenza di compressione e trascorrenza nell'area più interna.

4.6.1 Campo di strain in Sicilia

La compressione nell'area occidentale e centrale della Sicilia si riscontra anche nella mappa di strain (fig. 4.20) calcolata con il metodo di Haines e Holt (1993) raggiungendo valori di circa $0,8 \mu\text{strain/a}$. Della stessa entità sono i valori di estensione che si riscontrano nell'area centrale del Plateau Ibleo, in cui l'orientazione degli assi tensili è circa WNW-ESE. Gli assi di compressione variano da NNW-SSE nell'area meridionale, a NE-SW nell'area nord occidentale racchiusa tra i siti di CRST ROCC TRIO e PRUV.

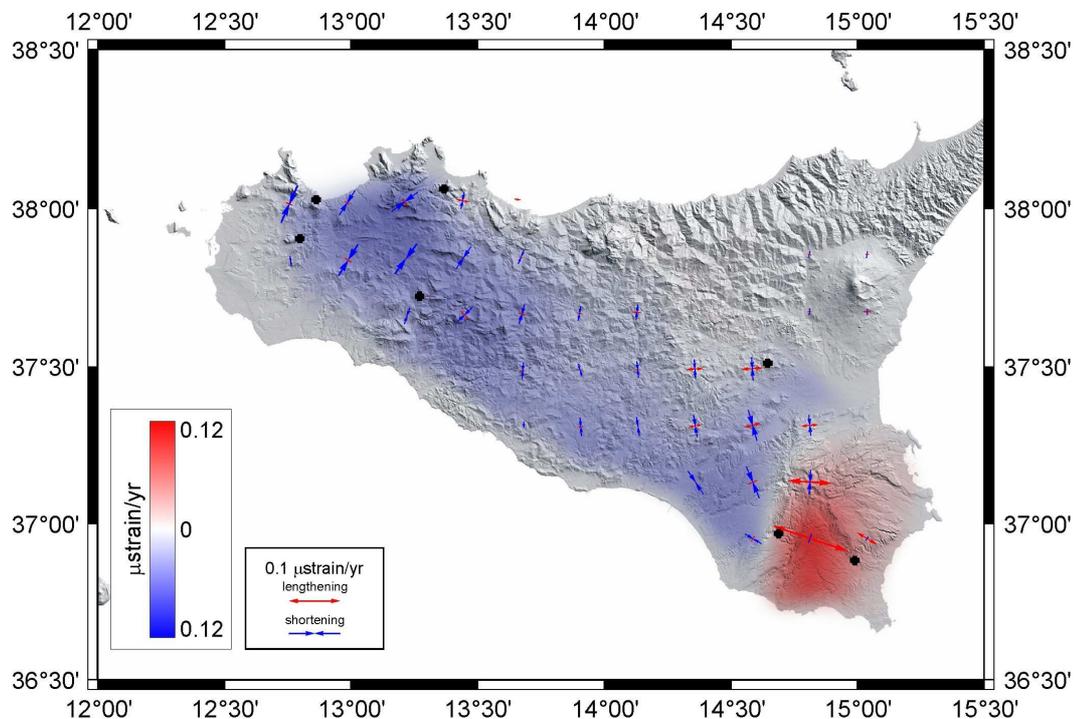


Figura 4.20. Campo di strain in Sicilia.

4.7 Mar Tirreno meridionale

Invertendo le velocità ITRF2005 dei siti MAS1, GOUG, SUTH, ZAMB, SIMO, RBAY, HRAO, MSKU, NKLK, RICH, RABT, è stato calcolato il polo di rotazione per la placca Nubia (tab. 4.2) (Mattia et al., 2008). In un campo delle velocità calcolato mantenendo la placca Nubia stabile si osserva una convergenza tra le isole di Sicilia e Sardegna a circa 5 mm/a in direzione circa N145° (fig. 4.21).

Ciò risulta essere in accordo con la direzione dell'asse P dato dalla cinematica dei terremoti nell'offshore (fig. 1.13), il che suggerisce che questa convergenza potrebbe essere accomodata sulla zona diretta est-ovest di deformazione cosismica al margine meridionale del bacino tirrenico. Si conferma, dunque, il dato precedentemente rilevato da Ferranti et al. (2008) anche se i tassi risultano ridotti, e molto simili a quelli presentati da Serpelloni et al. (2007).

TABELLA 4.2			
Placca	Latitudine N°	Longitudine E°	ω ($^{\circ}$ Ma ⁻¹)
Nubia	49.270 ± 0.456	-83.466 ± 1.139	0.270 ± 0.002

Tabella 4.2. Coordinate del polo di rotazione per la placca Nubia e suo tasso di rotazione (ω).

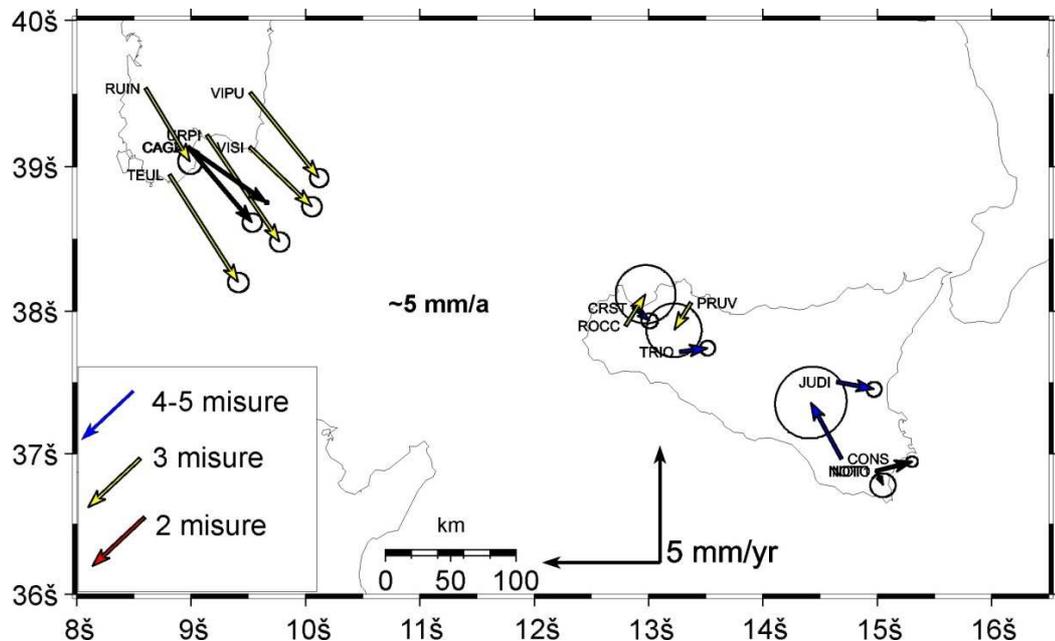


Figura 4.21. Campo di velocità dei siti PTGA in Sicilia e Sardegna nel sistema di riferimento con Nubia fissa e meccanismi focali tra le due isole (fig. 1.13).

CAPITOLO 5

ESEMPIO DI COMPARAZIONE TRA STRAIN GEODETICO E STRAIN GEOLOGICO: MARGINE IONICO DELLA CALABRIA SETTENTRIONALE

Al fine di comparare le velocità orizzontali contemporanee registrate dalla rete PTGA con la deformazione geologica di lungo termine è stata studiata un'area dell'Appennino meridionale situata in Calabria Ionica settentrionale in corrispondenza dei monti della Sila e del Pollino e a ridosso del golfo di Sibari. Quest'area corrisponde al settore più meridionale di quelli discussi nel precedente capitolo, in cui due fasce di debole compressione con componente laterale sinistra venivano individuate dal movimento delle stazioni PTGA (fig. 4.14). Quest'area costituisce per la sua ubicazione, un settore chiave per le relazioni tra estensione e compressione in Appennino e la presenza di una fascia costiera con ampie volate di terrazzi marini, da noi precedentemente studiati, (Ferranti et al., 2009, Santoro et al., 2009) ci consente il tramite comparativo per lo studio delle sezioni sismiche offshore. Lo studio della deformazione di quest'area inoltre, è reso più arduo dalla poca sismicità registrata dall'area che rende vivo l'interesse verso altri tipi di approcci.

Sono state quindi condotte delle analisi di profili sismici nell'offshore del golfo di Sibari al fine di ricostruire un quadro della deformazione quadridimensionale dell'area e di calcolare i tassi di raccorciamento sugli orizzonti recenti più significativi per compararli con quelli geodetici e meglio comprendere come si esplica la deformazione in questo settore asismico.

La conversione e l'analisi delle sezioni sismiche sono stati svolti con la collaborazione del Dott. Danilo Morelli dell'Università di Trieste.

5.1 Assetto tettonico regionale dell'area

Sulla costa Ionica dell'Italia meridionale al fronte della catena Appenninica, i terrazzi marini pleistocenici e recenti sono sollevati a tassi medi di circa 1 mm/a (Westaway, 1993; Bordoni e Valensise, 1998; Ferranti et al., 2006; 2009, Santoro et al., 2009, Caputo et al., 2010, Westaway e Bridgland, 2007).

A partire dal Pleistocene inferiore il movimento orizzontale del fronte della catena si arresta (Patacca and Scandone, 2001), l'estensione attiva non invade ancora questo settore della Calabria, e la dislocazione verticale é comunemente attribuita al sollevamento regionale profondo dell'arco Calabro (Bordoni e Valensise, 1998; Cucci e Cinti, 1998).

L'analisi della deformazione orogena di lungo termine suggerisce che un contributo al sollevamento nel Quaternario al fronte della catena e nel foreland è dato da un thrusting profondo diffuso (Ferranti and Oldow, 2005; Ferranti et al., 2009) e/o da piegamento litosferico (Bertotti et al., 2001), congruemente con i dati di deformazione orizzontale GPS di questo ed altri studi precedenti (Oldow and Ferranti, 2006; Ferranti et al., 2008).

Negli studi precedenti era stato suggerito (Ferranti et al., 2009; Santoro et al. 2009) che il sollevamento dei terrazzi marini dal Pleistocene Medio ad oggi nell'area costiera che si affaccia sul golfo di Sibari, non è dovuto solo ad un processo a scala regionale, ma riflette anche una componente di raccorciamento ad una lunghezza d'onda minore a scala locale attribuibile a strutture tettoniche di tipo traspressivo sinistre (Ferranti et al. 2009) (vedi par. 1.4.3.3).

L'area occidentale del Golfo di Taranto mostra una morfologia complessa costituita da un'alternanza di bacini e dorsali legati all'evoluzione geodinamica Neogenico-Quaternaria dell'estremità offshore tettonicamente attiva dell'Appennino meridionale. I recenti studi geofisici condotti in quest'area sommersa riconoscono le principali strutture morfotettoniche quali il Bacino di Sibari, la dorsale di Amendolara con i suoi prolungamenti di Rossano-Cariati e Cirò da un lato, e Capo Spulico dall'altro, il bacino di Amendolara e il bacino del Sinni, e i canali di Corigliano e di Capo Spulico (fig. 5.5), e le zone di faglia traspressive che bordano questi elementi e ne determinano il piegamento (Del Ben et al., 2007; Ferranti et al., 2009).

Abbiamo visto come le velocità GPS dell'area, viste in riferimento alla stazione fissa di Matera sono consistenti con evidenze di una recente deformazione dell'area (fig. 4.14), con due fasce con deboli segnali di compressione e traspansione sinistra lungo il margine settentrionale del Golfo di Taranto e il margine occidentale della Piana di Sibari

L'interesse nell'analisi delle sezioni sismiche offshore nasce dalla necessità di mappare queste shear zone nel loro prolungamento nel golfo di Taranto, in modo da comprendere la loro struttura in profondità e se possibile riconoscere delle evidenze di deformazione recente sul fondo mare o sui riflettori più recenti e in ultima analisi calcolarne i tassi verticali, da confrontare con quelli scaturiti dall'analisi sui terrazzi marini (Ferranti et al., 2009; Santoro et al., 2010), e i tassi orizzontali, da paragonare con quelli geodetici.

5.2 Analisi e interpretazione dei profili sismici

L'analisi, che consiste nella conversione tempo/profondità e successiva interpretazione, è stata condotta nell'area meridionale del Golfo di Taranto su profili di sismica a riflessione multicanale disponibili online (<http://www.socgeol.info/pozzi/index.asp>) per l'area D ed F, con l'aiuto dei log dei pozzi esplorativi anch'essi reperibili online (<http://www.sviluppoeconomico.gov.it/>).

Gli 8 profili sono disposti in una griglia 3x5 (fig. 5.1), 3 profili NW – SE (partendo dalla costa F75_58, F75_56; F75_54) e 5 profili NW – SE (partendo dalla costa F75_93; F75_89; F75_87; F75_95; F75_97).

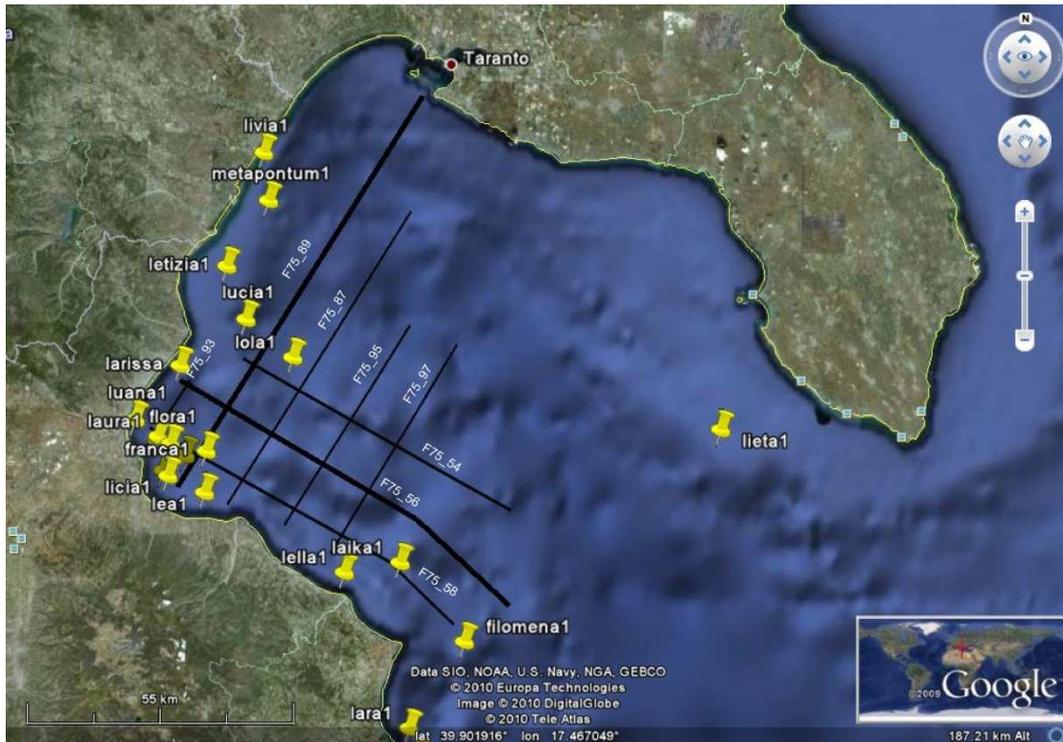


Figura 5.1. Ubicazione delle linee sismiche ministeriali del Golfo di Taranto e in giallo i pozzi esplorativi disponibili utilizzati.

5.2.1 Conversione tempo/profondità

Al fine di condurre un'analisi quantitativa dei rigetti di faglia e delle dislocazioni in generale lungo i profili sismici è stato necessario convertire questi ultimi da profili TWT (two-way time) in profili di profondità, e per fare questo si è messa a punto una strategia di processazione a più fasi, lunga ma accurata nel restituire una sezione in profondità affidabile dal punto di vista geometrico.

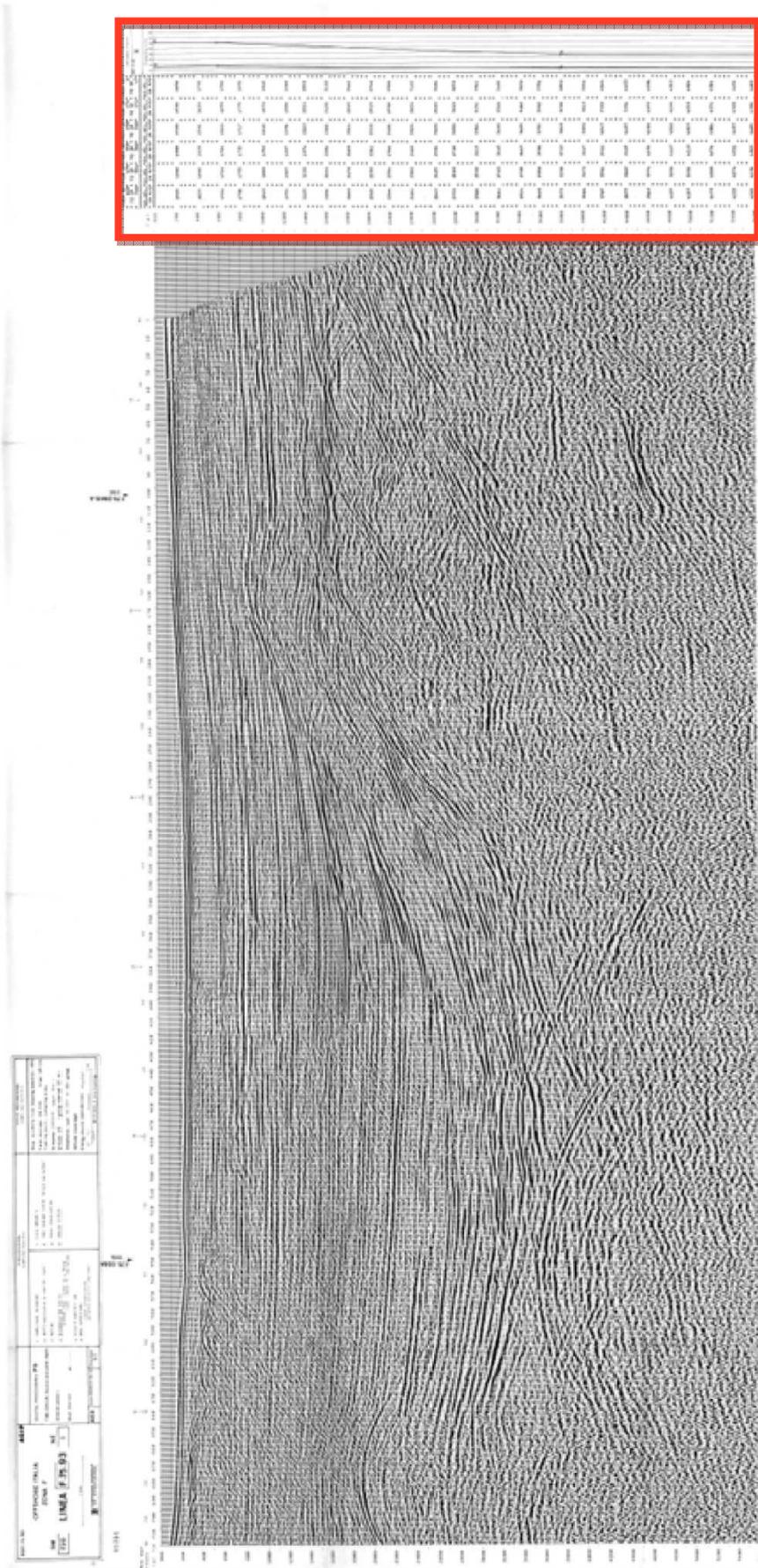


Figura 5.2. Profilo ministeriale F75_93 con analisi di velocità sul lato destro nel riquadro rosso.

La prima fase è consistita nell'analisi della velocità: a partire dalle velocità riportate nella sezione lungo gli shot points (fig. 5.2) si è calcolato ogni 200 ms l'intervallo di velocità in ogni punto, la quale è stata poi convertita in velocità intervallare.

Una volta conosciuta la velocità intervallare è stato possibile ricavare lo spessore di uno strato e a ogni strato, di conseguenza, attribuire una velocità. La tabella 5.1 riporta un esempio di quest'analisi riferita allo shot point 123 della linea 75-89. A titolo di esempio, consideriamo la profondità di 400 e 600 msec per lo shot point 123. A queste profondità, le rispettive velocità doppie (TWT: two way time) cumulative sono di 1500 e di 1560. Tramite la formula di Dix semplificata per riflettori orizzontali si calcola che la velocità doppia nell'intervallo tra i 400 e i 600 msec è di circa 1673 m/s, e che quindi questi 200 msec equivalgono a circa 167 metri e pertanto alla profondità 600 msec siamo a circa 467 m.

TABELLA 5.1						
LINEA 75-89						
shot point (SP)	Prof.millisecondi	Velocità cumulativa	Velocità Intervallare	salto di veloc.interv	spessore (m) di ogni intervallo di 200 millisec	profondità (m)
123	0	1500	1500		0	0
123	-200	1500	1500		150	150
123	-400	1500	1500		150	300
123	-600	1560	1673,5591	173,5591	167,3559	467,3559
123	-800	1597	1703,1841	29,6250	170,3184	637,6743
123	-1000	1684	1994,4032	291,2191	199,4403	837,1146
123	-1200	1741	2001,8007	7,3975	200,1801	1037,2947
123	-1400	1881	2565,2760	563,4753	256,5276	1293,8223
123	-1600	2047	2958,8080	393,5320	295,8808	1589,7031
123	-1800	2178	3028,4458	69,6378	302,8446	1892,5477
123	-2000	2242	2751,8147	-276,6311	275,1815	2167,7292
123	-2200	2295	2769,7717	17,9570	276,9772	2444,7063
123	-2400	2339	2777,3687	7,5971	277,7369	2722,4432

123	-2600	2500	3949,5504	1172,1816	394,9550	3117,3982
123	-2800	2638	4022,0164	72,4661	402,2016	3519,5999
123	-3000	2803	4519,4600	497,4436	451,9460	3971,5459
123	-3200	2990	5018,9107	499,4507	501,8911	4473,4369
123	-3400	3155	5116,3293	97,4185	511,6329	4985,0699
123	-3600	3302	5199,9276	83,5983	519,9928	5505,0626
123	-3800	3434	5272,2948	72,3672	527,2295	6032,2921
123	-4000	3552	5317,8300	45,5353	531,7830	6564,0751
123	-4200	3659	5368,4095	50,5795	536,8410	7100,9161
123	-4400	3756	5404,8026	36,3930	540,4803	7641,3963
123	-4600	3845	5446,7222	41,9196	544,6722	8186,0685
123	-4800	3927	5484,4618	37,7396	548,4462	8734,5147
123	-5000	4001	5485,2647	0,8029	548,5265	9283,0412
123	-5200	4071	5540,6715	55,4068	554,0672	9837,1083
123	-5400	4135	5545,5396	4,8680	554,5540	10391,6623
123	-5600	4194	5554,9737	9,4342	555,4974	10947,1597

Tabella 5.1. Conversione delle velocità agli shot point in velocità intervallari e quindi in profondità (esempio dallo shot point n. 123 della linea F75_89).

Con questa base di dati è stato costruito un dataset che è stato poi inserito in un software (Surfer 8.1), che tramite triangolazione con interpolazione laterale genera una mappa delle isovelocità (fig. 5.53).

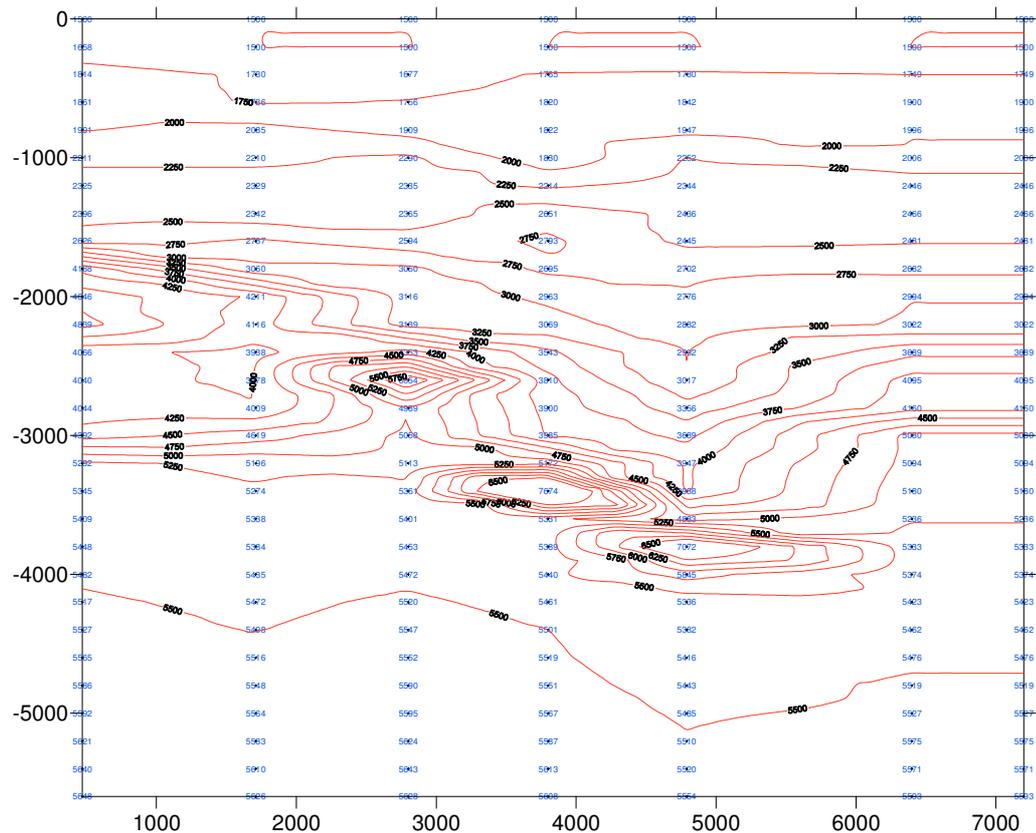


Figura 5.3. Mappa delle isovelocità generata dal software Surfer 8.1 per la linea F75_89.

A questo punto sovrapponendo in trasparenza il profilo sismico georeferenziato, in scala e perfettamente coincidente con la mappa generata, è stato effettuato un contour manuale (mediante Autocad 6) che permette di migliorare quello matematico, eliminando i dati errati tramite picking e ammorbidendo e rendendo più reali le curvature degli strati. Il contour manuale è stato poi nuovamente sottoposto a ricontouraggio surfer che in sostanza crea la migliore soluzione interpolando il contour manuale e quello precedente basato sulle velocità intervallare degli shot point.

Su questa base, la mappa delle isovelocità è stata convertita in mappa dei corpi di velocità, dando un colore ad ogni intervallo di uguale velocità all'interno di un range arbitrario che nel nostro caso è stato ogni 250 m/s (1500, 1750, 2225, etc) (fig. 5.4) ottenendo così 10 campiture di colore. Prima di convertire i campi cromatici di velocità in campi di profondità è stato preso un riferimento spaziale di scala all'interno di un solo corpo cromatico che sarà il campione sul quale avverrà la conversione in profondità.

Il file immagine esportato generato è stato importato in un programma di conversione (Depthconv2000) che riconoscendo la scala cromatica e attribuendo ad ogni colore un parametro di velocità e quindi di profondità secondo i parametri introdotti insieme all'area campione da convertire, trasforma l'immagine colorata in una immagine di profondità mantenendo i rapporti di scala in entrambe le direzioni (fig. 5.4). A questo punto non resta che inserire al posto dell'immagine colorata il profilo sismico (fig. 5.4) precedentemente sovrapposto al millimetro alla mappa di campitura di colore e operare la stessa identica trasformazione con gli stessi parametri appena usati sull'immagine a colori. Il risultato è un'immagine della sezione sismica che conserva le stesse geometrie digitali (lunghezza, spessore e dimensione dei pixel) ma trasformata in profondità (fig. 5.4).

Infine grazie al campione di riferimento è stato possibile costruire una scala metrica sia sulla profondità che sulla lunghezza tramite la traccia del profilo georeferenziata e tarare grazie al log dei pozzi esplorativi la conversione effettuata.

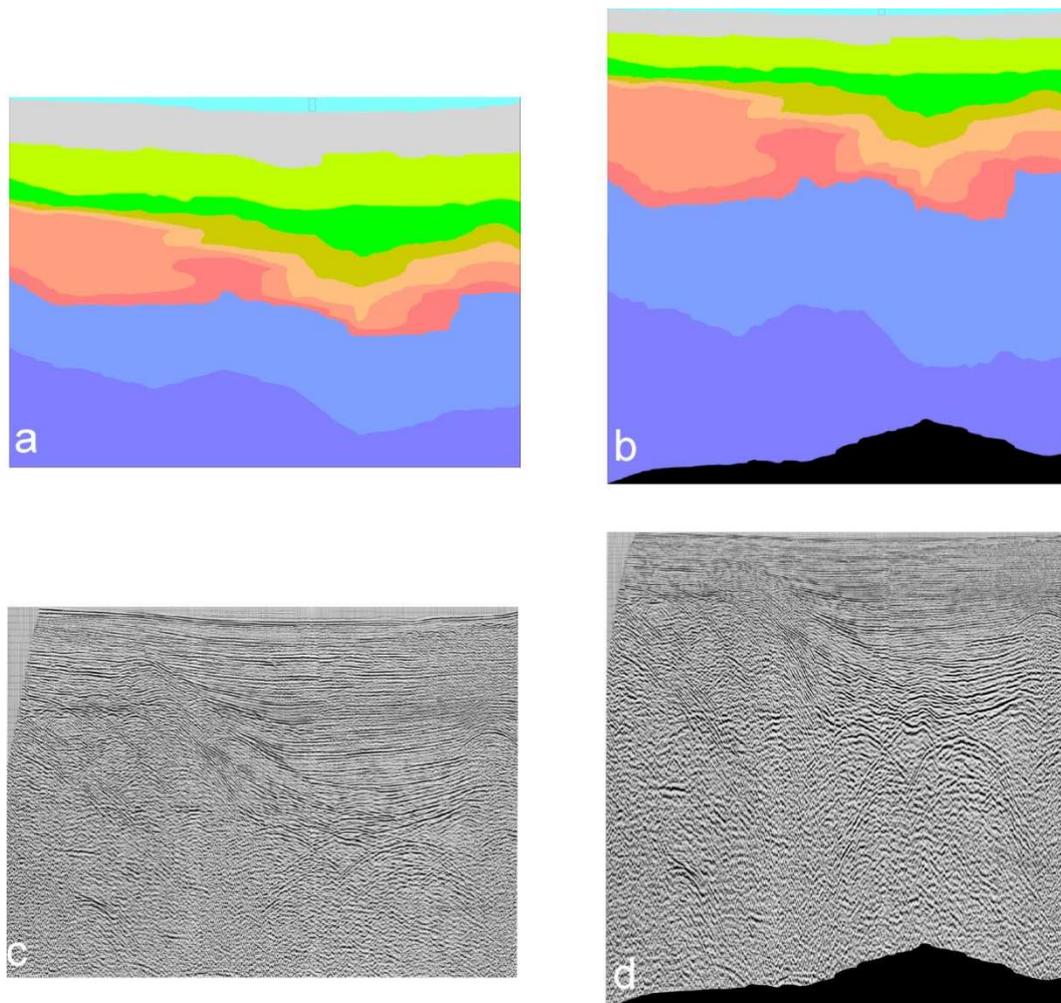


Figura 5.4 a) corpi di velocità distinti in campi di colore non convertiti e b) convertiti in profondità, c) profilo sismico non convertito e d) convertito in profondità.

5.3 Interpretazione dei profili

Per l'interpretazione dei profili ci si è basati sulla taratura dei log dei pozzi esplorativi (fig. 5.5) disponibili online, proiettando i pozzi sulle linee ministeriali più vicine facendo attenzione, all'ubicazione che generalmente deve coincidere con un alto strutturale.

Successivamente, le discontinuità tettoniche individuate sono state calibrate con la distribuzione degli ipocentri dei terremoti registrati dal bollettino sismico (1981-2002) e con i meccanismi focali disponibili (fig. 5.5). Per i parametri di questi vedi Ferranti et al. (2009).

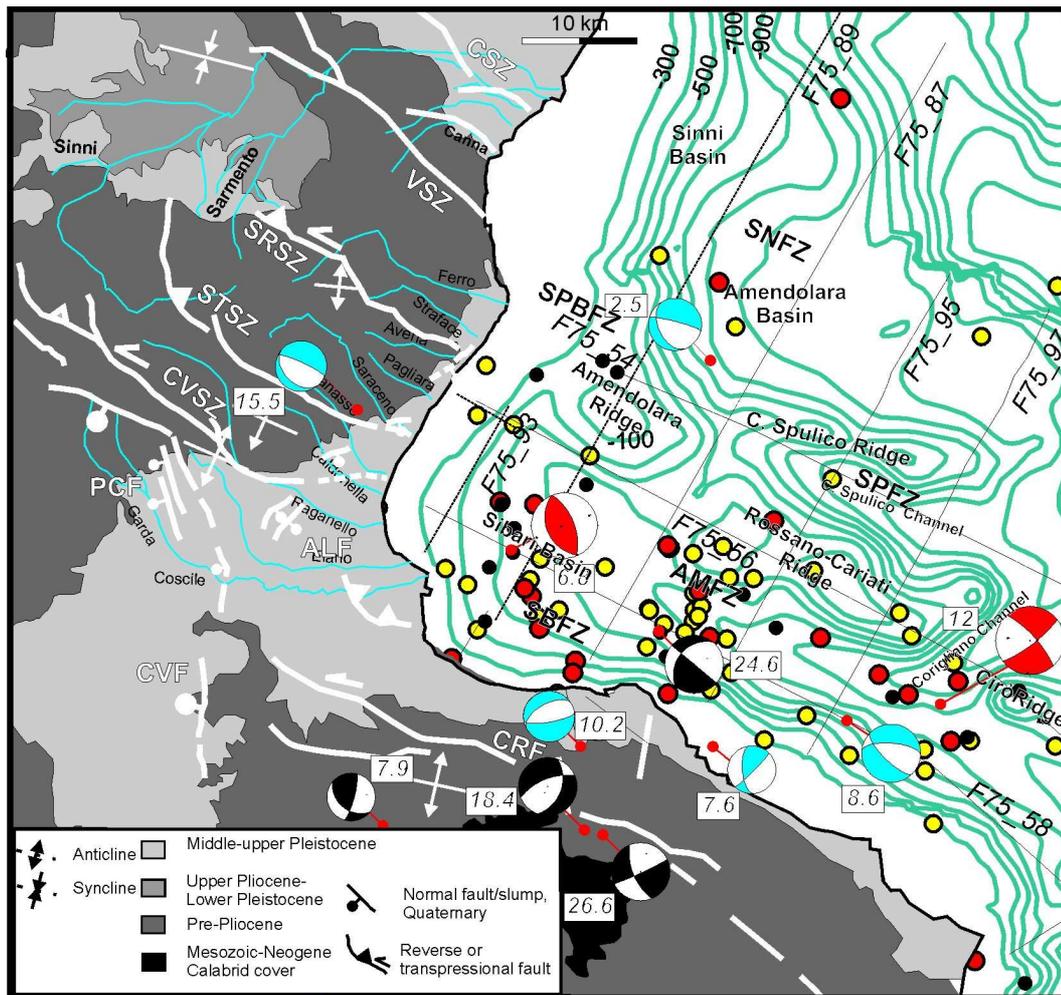


Figura 5.5. Schema delle linee sismiche con i pozzi e gli epicentri dei terremoti da INGV (1981-2002), ASSN (1966-2003), e meccanismi focali da rete Mednet, Mucciarelli (2007) e Frepoli e Amato (2000). A terra, CVSZ: Civita Shear Zone; STSZ: Satanasso Shear Zone; SRSZ: Saraceno Shear Zone; VSZ: Valsinni Shear Zone; CSZ: Canna Shear Zone; CRF: Corigliano-Rossano Fault; CVF: Civita Fault; PCF: Pollino-Castrovillari Fault; ALF: Avena-Lauropoli Fault. A mare, SBFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; SPFZ: Capo Spulico Fault Zone; SPBFZ: Capo Spulico Basin Fault Zone; SNFZ: Sinni Fault Zone. (Modificata da Ferranti et al., 2009).

I pozzi esplorativi forniscono informazioni fondamentali per la tracciabilità degli orizzonti lungo il profilo. È possibile pertanto riconoscere le diverse litologie attraversate, le profondità e gli spessori di queste; la variazione dell'inclinazione degli strati che coincide generalmente con strutture tettoniche o con contatti tra corpi sedimentari, le curve del potenziale spontaneo che ci da informazioni sul cambio di litologia (ad esempio nei corpi sedimentari individuando le frazioni più

grossolane e quelle più fini), e il contenuto micropaleontologico che ci permette di fare assunzioni circa l'attribuzione dei piani cronostratigrafici.

Con le informazioni disponibili si è in grado anche di dedurre l'età di un riflettore dal suo segnale sismico: ad esempio molto forte e estremamente frastagliato il Messiniano sormontato dai Trubi, più blando e non sempre riconoscibile il Pliocene sabbioso-argilloso, ricco di geometrie cliniformi progradati il Pleistocene medio-superiore. Come è intuibile, quando lungo una linea si concentrano più pozzi è possibile correlare gli orizzonti lungo il profilo con una certa sicurezza. Si è partiti quindi con l'analizzare le sezioni con più pozzi disponibili che coincidendo anche con i profili più vicini alla costa sono anche più direttamente confrontabili con i profili geologici a terra presenti sulla cartografia dell'area. Man mano che ci si allontana dalla costa i pozzi diminuiscono e il criterio immediatamente successivo diventa quello di sfruttare la disposizione a griglia dei profili ed utilizzare quelli già interpretati per vincolare quelli ad essi perpendicolari in modo tale da assicurarsi che nei punti di intersezione le interpretazioni coincidano.

A controllo incrociato quindi sono state interpretate tutte le 8 sezioni, di seguito illustrate, che hanno permesso di estrapolare un quadro strutturale dell'offshore da correlare nelle geometrie e nelle dislocazioni, alle strutture già note a terra, in particolare alle shear zone di Civita, Amendolara (divisa in Satanasso e Saraceno), Valsinni e Canna (Ferranti et al., 2009) (fig. 5.5).

5.3.1 Calcolo dei rigetti

Particolare importanza è stata attribuita al calcolo dei rigetti verticali e orizzontali, reso possibile dalla conversione tempi/profondità che permette una quantificazione delle dislocazioni con un margine di errore di circa 5 metri.

Il calcolo dei rigetti verticali è stato effettuato sia sui riflettori fagliati che su quelli piegati, retrodeformandoli lungo le strutture riconosciute dall'analisi dei profili preventivamente raggruppate secondo l'appartenenza alle diverse shear zones sopra elencate. In questo modo è stato possibile dettagliare per ognuna delle quattro shear zones il rigetto cumulativo operato su tutta l'area di influenza di

queste tramite le strutture che ne fanno parte. Ai fini del confronto tra la dislocazione geologica, così calcolata, e la deformazione geomorfologica modellata sullo studio dei terrazzi marini a terra (Santoro et al., 2010) viene data maggiore rilevanza al rigetto cumulato dal riflettore più recente, fagliato o piegato dalle strutture presenti.

Il rigetto verticale è stato calcolato sottraendo la profondità del tetto e del letto dei blocchi a cavallo della faglia. Allo stesso modo il rigetto sui riflettori piegati viene calcolato sottraendo la profondità della sella dalla profondità della cresta della piega.

Il rigetto orizzontale, è stato calcolato sottraendo le lunghezze distese e raccorciate di uno stesso orizzonte lungo tutta la linea del profilo sismico. Per una linea campione, la più rappresentativa e lunga (F75_89), è stato fatto anche un calcolo differenziale per le shear zones presenti. Il calcolo è stato effettuato sul solo riflettore più recente (Pleistocene medio), perché più ragionevolmente comparabile con le deformazioni di piccola scala individuate dalla geodesia.

5.4 Sezioni longitudinali alla costa

5.4.1 F75_93

È il profilo più vicino alla costa ed anche il più corto, circa 18 km, e conta due pozzi proiettati da una distanza di circa 2 km verso sud est (fig. 5.6). Il pozzo Laura a 4 km dall'inizio della traccia è profondo circa 4 km ed è ubicato su un alto relativo ad un thrust sottostante di cui vediamo solo la culminazione, che taglia l'orizzonte Messiniano e deforma in anticlinale gli intervalli successivi fino circa al Pleistocene inferiore. Questa dislocazione appartiene al sistema SBFZ (Sibari Fault Zone) ed è correlabile con il sistema CVSZ a terra. Il pozzo Larissa, posto a circa 16 km dall'inizio della sezione è meno profondo, circa 2 km, ma pesca tutti gli orizzonti tracciati in sezione fino al Serravalliano in quanto si trova su un alto in cui gli intervalli loro stratigrafici hanno spessore più ridotto. L'alto su cui è stato perforato il pozzo è bordato ad ovest da back-thrust che dislocano verso SW

e piegano il Pleistocene inferiore, e sono riconducibili alla AMFZ, prolungamento a mare della STSZ.

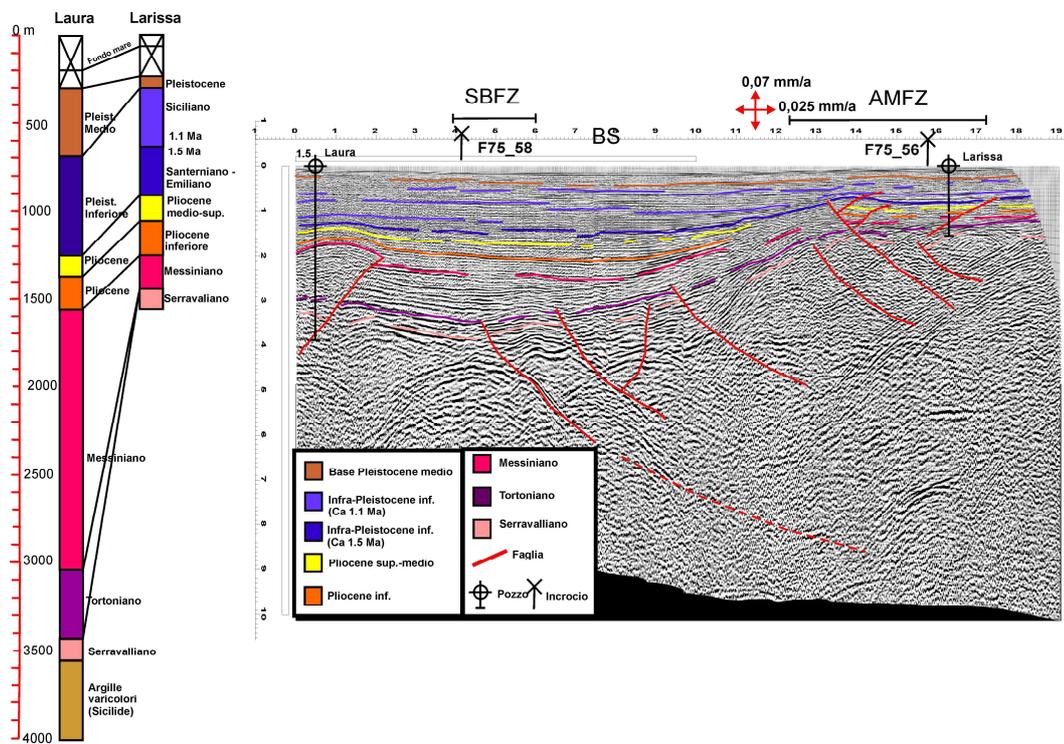


Figura 5.6. Parte occidentale del profilo F75_93 con correlazione dei pozzi Laura e Larissa. SBFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; BS: Bacino di Sibari.

Tra i due pozzi una sinclinale riempita di depositi infra Plio-Quaternari fino a circa 3 km individua il bacino di Sibari. Il bacino in profondità è tagliato da una serie di thrust, molti dei quali disattivati, che si seguono bene fino a 5-6 km, ma probabilmente giungono fino a 9 km.

Il calcolo sui rigetti fornisce una dislocazione verticale molto piccola sulla AMFZ di circa 0.07 mm/a sul riflettore del Pleistocene inferiore, altrettanto basso è l'indice di raccorciamento orizzontale di circa 0.025, calcolato sul riflettore più giovane (Pleistocene medio).

5.4.2 F75_89

Il profilo F75_89 è il più completo di tutti, si estende dal golfo di Sibari al golfo di Taranto per una lunghezza complessiva di circa 95 km, ed è coperto da un buon numero di pozzi lungo tutto il suo tracciato (Francesca, Franca, Lucia e

Letizia) (fig. 5.7). Si riconoscono all'incirca 12 riflettori. Partendo da SW verso NE si trovano le successioni clastiche Pleistoceniche che poggiano sulle argille Plioceniche, il tutto in discordanza sulle evaporiti Mioceniche il cui riflettore è certamente quello meglio rappresentato. Il riflettore Messiniano è troncato da strutture inverse e trascorrenti profonde, radicate intorno ai 10 km di profondità che tagliano gli orizzonti del Pleistocene inferiore e piegano il riflettore alla base del Pleistocene medio. Le coltri mesozoiche e Mioceniche medie (Serravalliano e Tortoniano), non direttamente riconosciute nei pozzi limitrofi ma supposte dalla correlazione con linee sismiche adiacenti, separano il Messiniano dal complesso Calabride.

La piattaforma Apula che contraddistingue la zona NE più prossima alla costa Pugliese è contraddistinta da 5 livelli (Triassico, Giurassico, Cretacico, Burano equivalente, e Verrucano equivalente) riconosciuti sulla base del pozzo Puglia 001, che si inflettono verso SW sotto il thrust frontale della catena che si imposta sul livello evaporitico Messiniano e che è a sua volta tagliato dai thrust più recenti.

Figura 5.7. Profili sismici F75_89 e F75_87 interpretati. SFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; SPFZ: Capo Spulico Fault Zone; SPBFZ: Capo Spulico Basin Fault Zone SNFZ: Sinni Fault Zone; SB: Sibari Basin; SNB: Sinni Basin.

Lungo il profilo si riconoscono quattro zone di shear: l'alto di Francesca è impostato su un thrust immergente a SW, e bordato a N da un backthrust profondo immergente a NE appartenente al sistema SBFZ che si raccorda alla CVSZ a terra. L'alto di Amendolara si trova al di sopra di una struttura a fiore con faglie immergenti a NE (AMFZ), le cui master fault sono radicate oltre i 10 km di profondità e sono responsabili di 0,23 mm/a di raccorciamento verticale e 0,08 mm/a orizzontale calcolati sul riflettore relativo al Pleistocene medio. L'alto di Amendolara è bordato a NE dalle faglie del sistema SPBFZ prolungamento a mare della VSZ, immergenti a SW, anche queste abbastanza profonde e che piegano il fondo mare e pertanto sono ritenute attive; questa zona di faglia accomoda un tasso cumulativo di raccorciamento verticale di circa 0,3 mm/a ed orizzontale di circa 0,12 mm/a relativo al riflettore del Pleistocene medio. Infine l'alto di Letizia è bordato a NE dalla Sinni Fault Zone (SNFZ) immergente a SW, che taglia la successione apula di piattaforma e il thrust frontale fino ai riflettori Plio – Pleistocenici.

Muovendosi verso NE incontriamo il bacino del Sinni (SNB) prima del fronte della catena, il prisma di accrezione con i riflettori molto disturbati e difficilmente riconoscibili, e l'avampaese apulo con la successione di piattaforma tagliata da faglie sub verticali, che rappresentano possibilmente faglie estensionali localmente riattivate in compressione.

5.4.3 F75_87

La linea immediatamente a sud è la F75_87, anche questa attraversa quasi tutto il Golfo di Taranto per una lunghezza totale di 70 km ed intercetta, però, solo due pozzi (Franca e Lucia) (fig. 5.7). Questa linea presenta come la precedente gli stessi riflettori, in più al di sotto delle unità Calabridi è stata supposta la presenza di coltri alloctone Liguridi (arenarie di Nocera e argille varicolori) rinvenute anche nei pozzi Lucia e Letizia direttamente a contatto con le successioni tardo Mioceniche (fig. 5.8). Procedendo da SW a NE incontriamo la SBFZ nei pressi

del pozzo Franca con un strutture ad alto angolo SW vergenti con componenti normali e inverse che qui tagliano solo parte del Pleistocene inferiore e dislocano verticalmente questo marker a circa 0,09 mm/a; segue il bacino di Sibari riempito da circa 2,5 km di depositi Pleistocenici e 1 km di sedimenti Pliocenici. Nelle zone più superficiali del bacino è possibile riconoscere delle strutture gravitative che dislocano e ruotano le argille

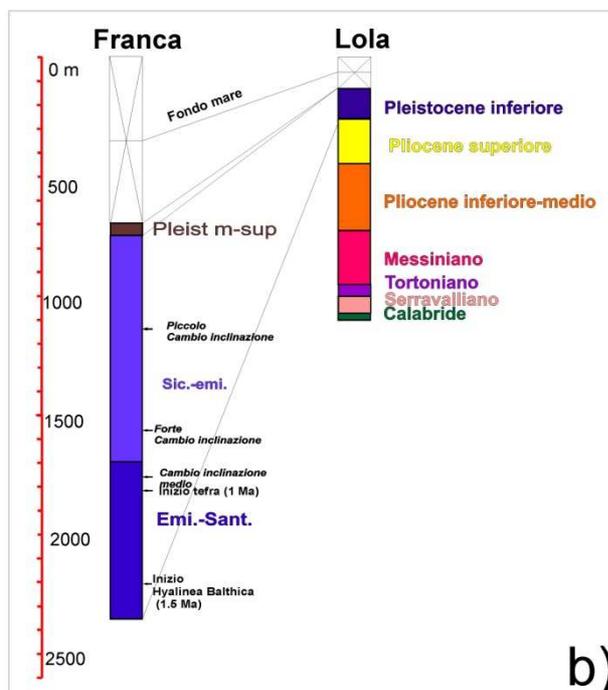
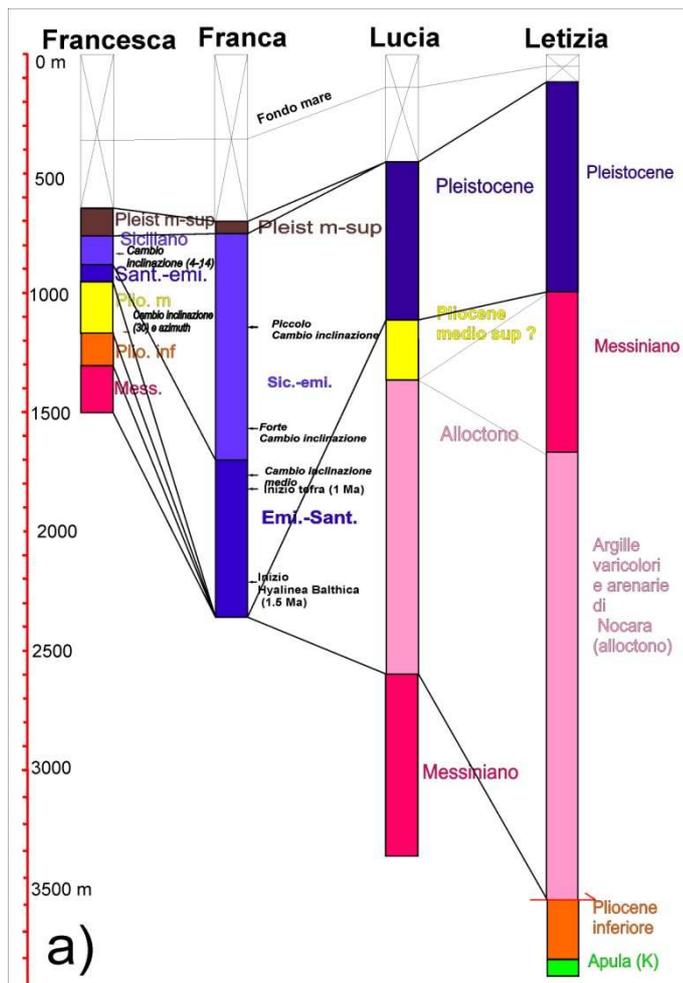


Figura 5.8. Profili interpretati e correlati dei pozzi a) F75_89 e b) F75_87.

Pleistoceniche verso NE, come documentato anche a terra dalla faglia di Lauropoli – Avena (Ferranti et al., 2009) e simili faglie a NE (Bentivenga et al., 2004).

La dorsale dell'Amendolara è bordata, anche in questo profilo, dal sistema a fiore positivo dell'AMFZ che con le sue diramazioni più superficiali taglia visibilmente i riflettori del Pleistocene medio e il fondo mare. Il tasso di dislocazione verticale complessivo riferito a queste strutture calcolato sull'orizzonte più recente (Pleistocene medio) è di 0,16 mm/a. Maggiore il tasso della SPBFZ a circa 0,31 mm/a come per la linea sismica precedente. A nord est della SPBFZ si riconosce un thrust di tetto di un duplex attivo che borda a est la SNFZ che disloca verticalmente il Pleistocene medio per un totale di circa 0,13 mm/a. A nord est della CFZ troviamo il bacino del Sinni (SNB), il prisma di accrezione e la successione di piattaforma Apula che sottoscorre verso NW. Su tutta la linea il raccorciamento orizzontale calcolato sull'orizzonte più recente è di 0,5 mm/a.

5.4.4 F75_95 e F75_97

Le ultime due sezioni longitudinali sono molto simili (fig. 5.9), entrambe lunghe circa 50 km si estendono dalla costa calabra fino a lambire il bacino del Sinni, non presentano pozzi nelle vicinanze e questo rende la loro interpretazione più complessa ed effettuata indirettamente mediante l'incrocio con le sezioni trasversali. Vengono individuati per entrambe le sezioni 5 livelli Plio – Pleistocenici che compongono la successione sovrastante il riflettore embriato del Messiniano e nella F75_95 sono state cartografate anche le sottostanti unità Sicilidi identificate con il marcato riflettore delle argille varicolori, e i riflettori della successione Apula (Messiniano, Giurassico, Triassico, Burano). In entrambe le sezioni troviamo la SBFZ le cui faglie nella F75_97 formano una struttura a fiore che taglia il Pleistocene inferiore. I backthrust della AMFZ radicati a circa 10 km di profondità tagliano i sedimenti del Pleistocene medio in entrambe le sezioni, quelli della SPFZ anche il fondo mare. Quest'ultimo sistema presente solo in queste due linee borda il lato SW della dorsale di Capo Spulico ed è probabilmente attribuibile insieme al sistema antitetico di SPBFZ alla shear zone

di Valsinni a terra (VSZ). I tassi di dislocazione verticale lungo la AMFZ sono di 0,08 e 0,2, e lungo la SPFZ di 0,09 mm/a e 0,14 mm/a rispettivamente per le due sezioni. Infine la SNFZ presenta valori di circa 0,03 e 0,1 mm/a. Il raccorciamento orizzontale calcolato sull'orizzonte più recente da per entrambe un tasso complessivo di circa 0,07 mm/a.

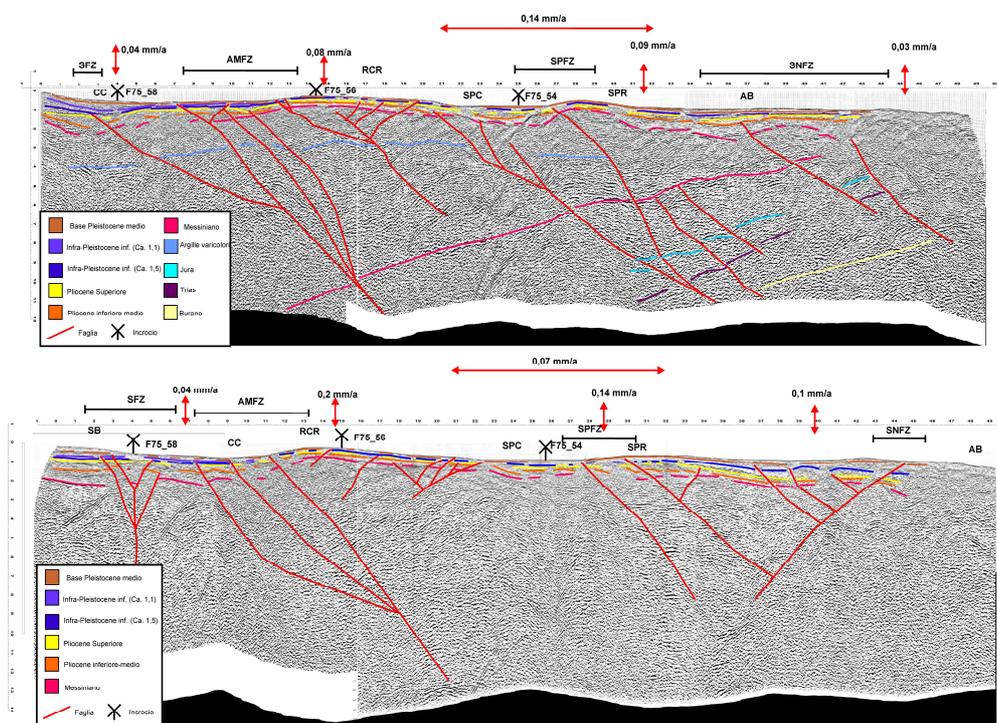


Figura 5.9. Profili sismici F75_95 e F75_97 interpretati. SFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; SPFZ: Capo Spulico Fault Zone; SNFZ: Sinni Fault Zone; SB: Sibari Basin; CC: Corigliano Channel; RCR: Rossano Cariati Ridge; SPC: Capo Spulico Channel; SPR: Cpo Spulico Ridge; AB: Amendolara Basin.

5.5 Sezioni trasversali alla costa

5.5.1 F75_58

La linea F75_58 (fig. 5.10) viaggia trasversalmente alle altre finora elencate in direzione NW-SE lungo la costa similmente orientata dal golfo di Sibari a Punta Alice per circa 70 km. La sezione quindi attraversa trasversalmente il bacino di Sibari inizialmente in corrispondenza del suo depocentro e spostandosi

in seguito verso il suo bordo più occidentale, evidenziando dei tratti del bacino da più profondi (circa 4 km di riempimento di sedimenti Plio-Miocenici) a meno profondi. Nel tratto successivo taglia trasversalmente il bordo SW del canale di Corigliano che raggiunge una profondità massima, in questa linea, di circa 3 km. La linea attraversa 5 pozzi (Laura, Flora, Francesca, Franca e Laika) (fig. 5.11) e la sua interpretazione è migliorata dalle intersezioni con le linee longitudinali. Si riconoscono i 4 orizzonti del Pleistocene medio e inferiore, due orizzonti argillosi Pliocenici, le evaporiti Messiniane con i sottostanti orizzonti del complesso Sicilide del flysch di Albidona e delle argille varicolori, in discordanza tettonica sulle unità Calabridi che si seguono per tutta la lunghezza della linea sismica. Per quanto riguarda le strutture tettoniche riconosciamo strutture inverse a basso angolo orientate NW-SE che bordano il bacino di Sibari a oriente e pertanto riconducibili per geometria e posizione alle faglie della SBFZ che dislocano un massimo di 0,04 mm/a sull'orizzonte del Pleistocene medio, piegando in alcuni punti anche il fondo mare (km 42 e 46) e in alcuni casi tagliandolo (km 25 e 28).

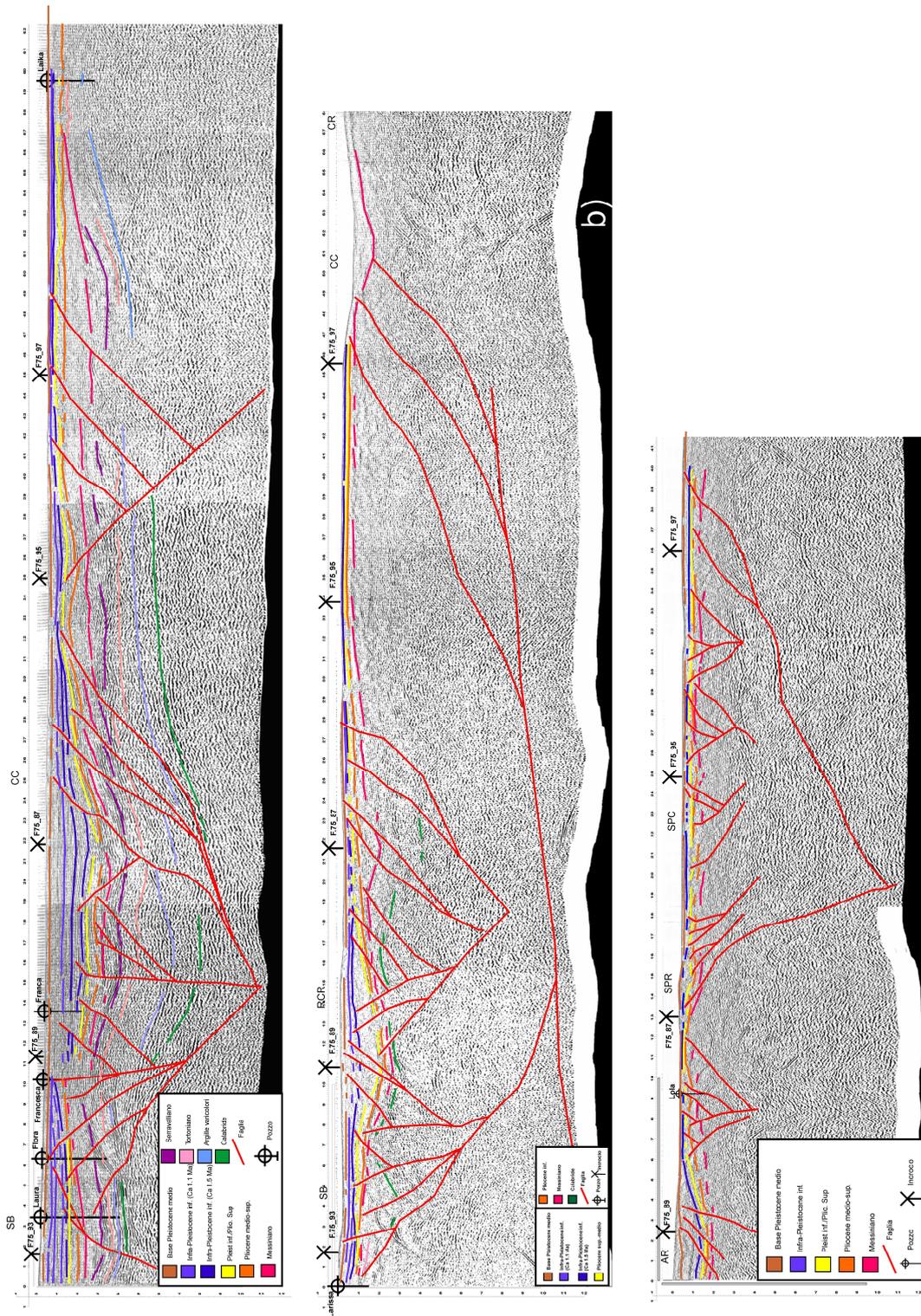


Figura 5.10. Profili trasversali interpretati a) F75_58; b) F75_56; c) F75_54. SB: Sibari Basin; RCR: Rossano Cariati Ridge; CC: Corigliano Channel; CR: Cirò Ridge; AR: Amendolara Ridge; SPC: Capo Spulico Ridge.

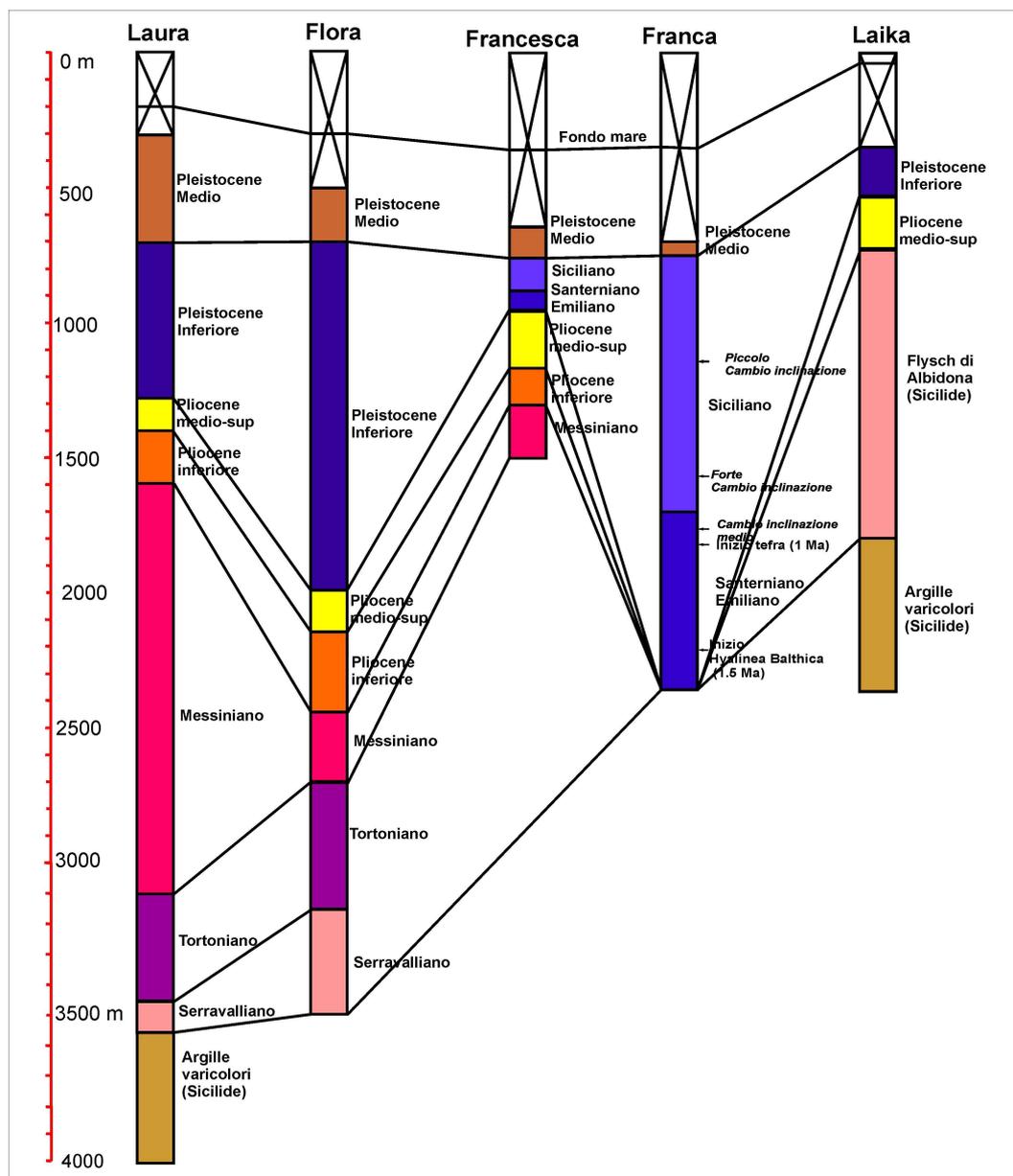


Figura 5.11. Correlazione tra pozzi della linea F75_58.

5.5.2 F75_56

La linea F75_56 (fig. 5.10b) attraversa il Golfo di Sibari per circa 60 km, e taglia obliquamente dal bordo occidentale al bordo orientale l'alto di Amendolara, l'alto di Rossano-Cariati e la dorsale di Cirò attraversando la zona dell'AMFZ. Il fondo mare pertanto si presenta piuttosto lineare e le successioni di sedimenti recenti si concentrano nella parte alta, all'incirca all'interno del primo km. Nella zona sudorientale finale della linea si incontra il Canale di Corigliano che borda

l'alto di Amendolara all'altezza del promontorio di Cariati. La sezione viene quasi esclusivamente interpretata sulla base degli incroci con le altre sezioni longitudinali, fatta eccezione per l'unico pozzo (Larissa 1 bis) (fig. 5.6) presente all'inizio della linea che ci consente di tracciare tutti gli orizzonti dal Pleistocene medio al Messiniano con una certa sicurezza, a questi si aggiunge il riflettore ben evidente dell'unità Calabride che si segue per tutta la sezione. Le strutture identificate dunque sono tutte appartenenti al sistema traspressivo AMFZ orientate NW-SE che dislocano visibilmente il fondo mare e tagliano il riflettore del Pleistocene medio con un tasso di dislocazione verticale massimo di circa 0,15 mm/a.

5.5.3 F75_54

La linea F75_54 (fig. 5.10c) è la più esterna delle linee trasversali, attraversa il golfo di Sibari per circa 50 km e incrocia 4 delle 5 linee longitudinali e un pozzo (Lola), grazie ai quali è possibile riconoscere i 5 riflettori dal Pleistocene medio al Messiniano; essendo la più esterna alla costa, in questa linea non vi sono tracce di unità Calabridi. La linea passa radente al bordo orientale dell'alto di Amendolara e attraversa poi la dorsale di Capo Spulico all'altezza del bordo più occidentale all'inizio della sezione, attraversa quindi la culminazione strutturale, e poi si sposta nella zona del canale di Capo Spulico che borda a SW l'alto omonimo il quale ruota leggermente verso nord nella sua terminazione sudorientale (fig. 5.5).

Siamo quindi nell'area di incidenza delle faglie traspressive della SPFZ che tagliano il riflettore più recente Pleistocenico e piegano il fondo mare con un tasso di dislocazione verticale di circa 1.13 mm/a

5.6 Assetto geolitologico e strutturale dell'offshore: Golfo di Sibari – Golfo di Taranto

Come detto nell'introduzione, i dati cronostratigrafici e sismici sono eccellenti markers per la tracciabilità laterale degli orizzonti lungo i profili. Il

riflettore più significativo è la discordanza che tronca le evaporiti e le rocce clastiche del Messiniano (Miocene superiore) e forma la base del pacco deposizionale Pliocenico – Quaternario caratterizzato da spessore variabile. Localmente la brusca transizione tra le argille del Pleistocene inferiore e le sovrastanti sequenze clastiche grossolane del Pleistocene Medio superiore è tracciabile grazie ad un riflettore caratteristico che permette di decifrare la più recente evoluzione strutturale. L'analisi di tutte le sezioni ci ha permesso di stabilire che il pattern strutturale del settore NW del Golfo di Taranto è dominato da thrust e faglie trascorrenti che bordano gli alti e i bassi strutturali (fig. 5.12).

Il settore frontale della catena è limitato verso est dal marcato fronte curvilineo dei thrust thin-skinned, e confina a nordest con il bacino di avanfossa. Un bacino satellite (bacino del Sinni) separa il fronte della catena dall'alto di Capo Spulico. Lo spessore della catena a thrust tipo thin-skinned aumenta verso SW dai 2,5 km sotto l'alto frontale ai circa 4 km sotto l'alto di Amendolara, ed è composto principalmente dai depositi embriciati del Miocene (flysch del Serravalliano (Albidona), formazione del Ponda del Tortonianiano e le evaporiti del Messiniano) e dalle successioni clastiche Plio-Pleistoceniche. Al di sotto di questo pacco di strati troviamo, dove definite, le unità Calabridi costituite dai metasedimenti del basamento cristallino, che a loro volta poggiano in discordanza sull'alloctono Liguride (argille varicolori e arenarie di Nocera); queste ultime si rinvengono anche in pozzi sollevate e raddoppiate da faglie inverse, e sovrascorse tettonicamente sulle unità di piattaforma Appenninica riconoscibili nell'area più prossime alla costa alle profondità di circa 12 km.

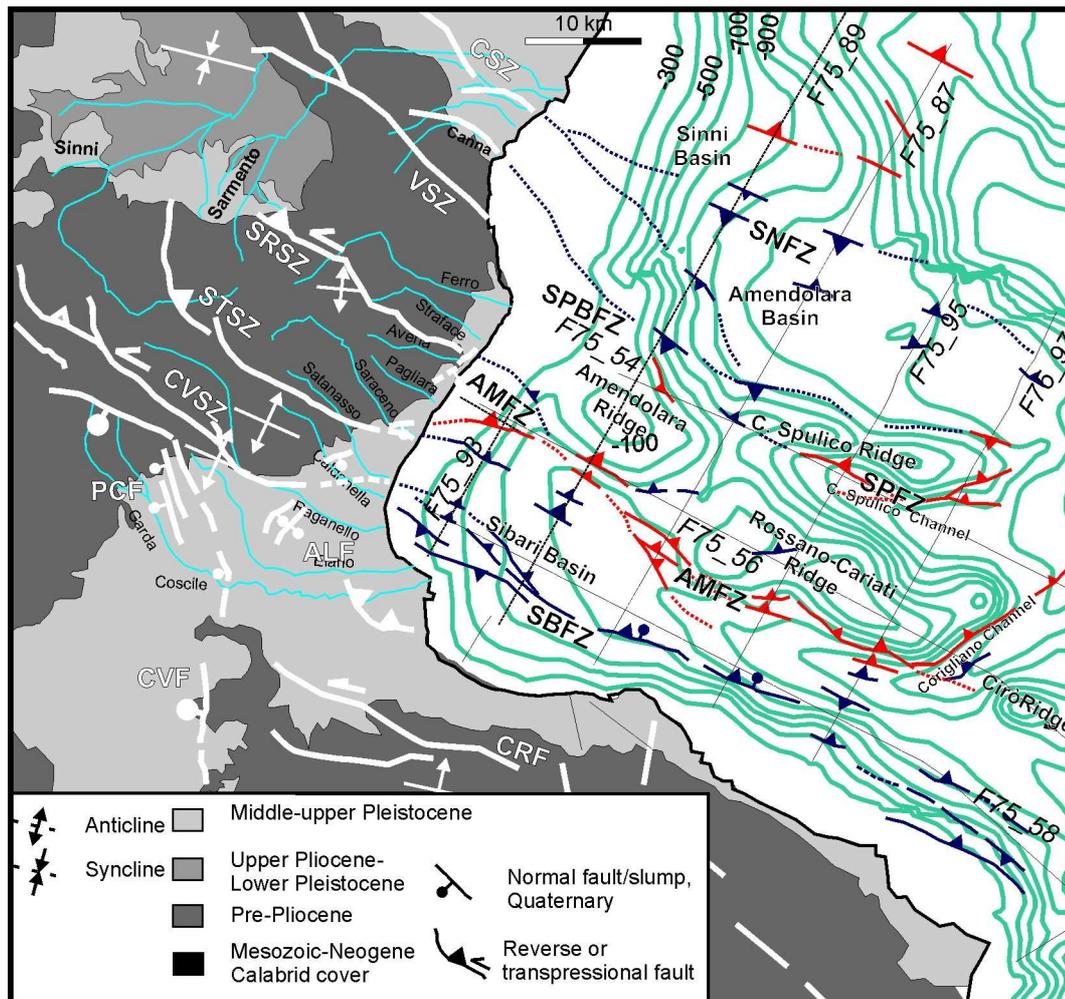


Figura 5.12. Assetto strutturale del Golfo di Taranto con batimetria e faglie desunte a mare dalle sezioni sismiche a riflessione e a terra dall'analisi dei terrazzi marini. In rosso le strutture attive almeno fino al Pleistocene medio e in blu le strutture attive fino al Pleistocene inferiore. A terra, CVSZ: Civita Shear Zone; STSZ: Satanasso Shear Zone; SRSZ: Saraceno Shear Zone; VSZ: Valsinni Shear Zone; CSZ: Canna Shear Zone; CRF: Corigliano-Rossano Fault; CVF: Civita Fault; PCF: Pollino-Castrovillari Fault; ALF: Avena-Lauropoli Fault. A mare, SBFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; SPFZ: Capo Spulico Fault Zone; SPBFZ: Capo Spulico Basin Fault Zone; SNFZ: Sinni Fault Zone. (Modificata da Ferranti et al., 2009).

La piattaforma Apula che ritroviamo al fondo mare verso NE in tutte le linee longitudinali (F75_93, F75_89, F75_87, F75_95, F75_97), si incunea verso sudovest al di sotto del bacino di avanfossa e sotto la catena dove è possibile identificarne ancora qualche riflettore, anch'esso coinvolto nella fagliazione inversa. Per il riconoscimento dei riflettori Apuli è stato consultato come modello il pozzo Puglia 001 (fig. 5.13), ubicato nel settore settentrionale delle Murge, che

arrivando a circa 7 km di profondità contiene tutta la successione di piattaforma, sebbene sia lecito aspettarsi in offshore ionico uno spessore più ridotto in quanto procedendo in questa direzione dalla piattaforma murgiana si andava verso le aree paleobacinali.

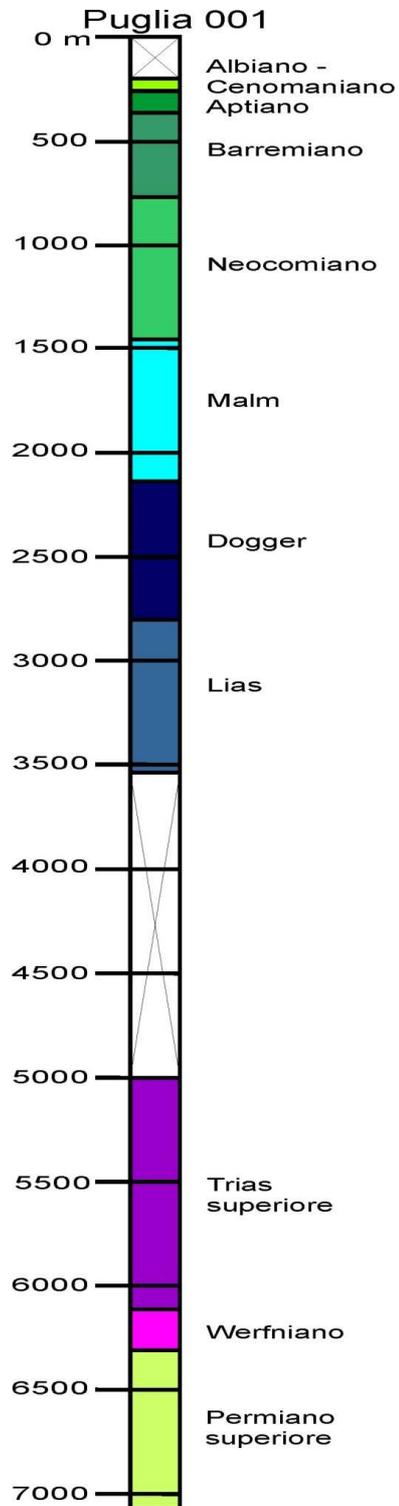


Figura 5.13. Semplificazione del pozzo Puglia 001 disponibile online (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/vidipi/pozzi/dettaglio.asp?cod=4874>).

Nell'ordine dal più giovane al più antico sono stati riconosciuti alcuni riflettori: un riflettore medio Cretacico (calcarei di Cupello); il top del Giurassico (dolomie del Malm); dolomie Triassiche; ed infine due equivalenti delle anidriti di Burano e della successione Verrucana del tardo Permiano. Nella porzione più nordorientale la successione Apula è interessata da fagliazione diretta e inversa. L'interpretazione dei profili è stata poi confrontata con i profili a terra presenti nella cartografia dell'area, mostrando un buon accordo (Vezzani et al., 2009; Foglio Trebisacce, Foglio Amendolara, Del Ben et al. 2007).

Le relazioni di taglio tra strutture suggeriscono che un primo raccorciamento è accomodato da un thrust a basso angolo che immerge verso SW che embricia ripetutamente i depositi Miocenici e nei settori più interni sotto la linea di costa Silana, le unità Calabridi e le falde Appenniniche profonde (Liguridi?). Questi thrust sono tagliati da faglie inverse e traspressive che dislocano verso SW e rappresentano dei back-thrust nell'assetto strutturale regionale. Le faglie traspressive generano in profondità sotto la piattaforma Apula e, a livelli più superficiali, si diramano in più segmenti all'altezza delle evaporiti Messiniane che fungono da livello preferenziale di scollamento. Le faglie più giovani troncano la discordanza tra le argille del Pleistocene inferiore e i depositi più recenti, e tiltano e spostano il depocasse all'interno dei depositi supra Quaternari, fornendo ulteriori evidenze della recente attività di alcune faglie.

La tecnica del bilanciamento indica che le faglie traspressive controllano l'attuale assetto morfobatimetrico di bacini e dorsali. I più importanti set di faglie si trovano, infatti, sul lato meridionale dell'alto di Amendolara, dove controllano lo sviluppo di una profonda fossa (oltre 3 km) nel bacino di Sibari, riempito di depositi Pliocenico – Quaternari. Una discreta frazione dei 3 km di offset verticale accomodato lungo la zona di deformazione denominata Amendolara Fault Zone (AMFZ), si concentra durante il Pleistocene come suggerito dalle relazioni di crescita degli strati sul lato meridionale della dorsale.

Un alto più interno (dorsale di Laura) si trova invece a SW del bacino di Sibari e il suo allineamento NW-SE è indicato oltre che dalla batimetria dalla correlazione delle linee perpendicolari tra loro.

Tramite correlazione della griglia di linee sismiche analizzate è stato possibile mappare le tracce delle faglie per tutta l'area interessata (fig. 5.12). Nel dettaglio le faglie bordiere dei bacini e delle dorsali hanno un andamento curvilineo simile al pattern che caratterizza il sistema di faglie trovato a terra in Sila e Pollino (Ferranti et al., 2009). La SBFZ ha un andamento che segue a grandi linee quello concavo – convesso della costa, rispettivamente tra la baia di Sibari e la punta di Capo Trionto. Un backthrust principale attivo durante il Pleistocene Medio borda il lato sudovest dell'alto di Larissa e si congiunge poi direttamente con la zona di faglia di Civita (CVSZ) a terra lungo il lato meridionale del Pollino. Muovendosi dall'offshore verso la costa la AMFZ ruota attorno alla dorsale di Capo Spulico da NE-SW a circa WNW-ESE fino alla costa dove si collega con la shear zone del Satanasso (STSZ). (fig. 5.12).

A nord della dorsale di Amendolara troviamo altri tre sistemi traspressivi: la SPFZ e la SPBFZ che bordano l'alto di Capo Spulico da un lato e dall'altro e la SNFZ che borda il bacino di Amendolara, e possono essere correlati con la shear zone di Valsinni (VSZ) e di Canna (CSZ) immergenti a SW, le prime due con andamenti più sinuosi, l'altra piuttosto regolare in direzione NW-SE. Tra l'AMFZ e la VFZ un ulteriore sistema è riconoscibile, anche se meno marcato, e riconducibile alla SRSF a terra; le faglie che lo costituiscono non tagliano orizzonti pleistocenici recenti e pertanto il sistema è da ritenersi inattivo.

Infine, scivolamenti gravitativi a livelli più superficiali all'interno del primo km di profondità si impostano su faglie normali listriche localizzate sul lato più ripido della dorsale di Amendolara all'interno dei pacchi di strato argillosi basso Pleistocenici (fig. 5.7). Questa situazione ricorda i cunei tiltati trovati a terra lungo la faglia di Avena – Lauropoli (Ferranti et al., 2009).

In sintesi i profili sismici a riflessione nel golfo di Taranto confermano l'estensione a mare delle strutture mappa a terra. La proiezione a mare della culminazione morfostrutturale del Pollino coincide con l'alto batimetrico di

Amendolara così come la dorsale di Valsinni è riconoscibile nell'alto di Capo Spulico a mare (fig. 5.12)

A mare la piana di Sibari, un ampio depoasse riempito per circa 3 km di depositi Pliocenici – Quaternari è rappresentata dal bacino di Sibari. Verso est questo bacino stretto e allungato gira verso sud parallelo alla ripida scarpata della dorsale di Amendolara.

I dati di geofisica marina supportano la presenza di traspressione e di piegamento, recenti e possibilmente attivi. I profili sismici attraverso il bacino di Sibari e la dorsale di Amendolara, mostrano che la catena a thrust Miocenica – Pliocenica è tagliata da faglie traspressive ad alto angolo.

5.6.1 Dislocazione orizzontale e verticale e comparazione con i tassi geodetici

I calcoli (tab. 5.2) sulle dislocazioni verticali denotano una maggiore attività della AMFZ e della SPBFZ (che si muovono rispettivamente fino a circa 0,26 mm/a e 0,33 mm/a) nella costruzione dell'assetto attuale del golfo e pertanto del maggiore sollevamento delle rispettive dorsali rispetto alle shear zones di Sibari e Sinni, le quali si muovono a circa 0,1 mm/a e non sempre arrivano a dislocare l'orizzonte più recente (Pleistocene medio), e pertanto sono ritenute praticamente non più attive. Questi tassi concordano con i tassi calcolati a terra tramite la modellizzazione numerica effettuata sulla base delle deformazioni dei terrazzi costieri (Santoro et al., 2010; e comunicazione personale) in cui si evidenzia

TABELLA 5.2							
Id. Faglia con nmero della linea e zona di taglio a mare	Vergenza	Profondità tip-line (m)	Età + recente (faglia)	Età + recente (piega)	Zona di taglio a terra	Tasso verticale Pleist. Medio (mm/a)	Tasso orizzontale Pleist. medio (mm/a)
89SBFZ1	SW	1800	Pliocene inferiore		CVFZ	0,02	
89AMFZ1	SW	2700	Pliocene inferiore		STSZ	0,26	

89AMFZ2	SW	1900	Pliocene inferiore		STSZ		0,12
89AMFZ3	SW	1000	Siciliano		STSZ		
89AMFZ4	SW	600	Siciliano		STSZ		
89AMFZ5	SW	1000	Siciliano		STSZ		
89AMFZ6	SW	700	Siciliano	Pleist medio	SRSZ		
89SPBFZ1	NE	1800	Pleist inf basso	Pleist medio	VSZ	0,3	0,15
89SPBFZ2	NE	200	Pleist medio base	Fondo mare	VSZ		
89SNFZ1	NE	850	Emiliano		CSZ	0,18	0,007
89SNFZ2	NE	550	Siciliano	Pleist. Medio	CSZ		
89SNFZ3	NE	650	Siciliano		CSZ		
93AMFZ1	SW	1400	Messiniano		STSZ	0,07	
93AMFZ2	SW	680	Pleist inf		STSZ		
87SBFZ1	NE	550	Pleist inf		CVSZ	0,09	0,51
87AMFZ1	NE	500	Pleist inf alto	Pleist. Medio	STSZ	0,16	
87AMFZ2	NE	1700	Pleist inf basso		STSZ		
87AMFZ3	NE	700	Pleist inf alto		STSZ		
87AMFZ4	NE	10	Pleist medio base	Fondo mare	STSZ		
87AMFZ5	NE	30	Pleist medio base	Fondo mare	STSZ		
87SPBFZ1	SW	300	Pleist inf	Pleist medio	VSZ	0,31	
87SPBFZ2	SW	700	Plio	Pleist medio	VSZ		
87SNFZ1	SW	600	Plio	Pleist medio	CSZ	0,13	
87SNFZ2	SW	10	Pleist medio base	Fondo mare	CSZ		
95SBFZ1	NE	1200	Plio sup		CVSZ	0,04	0,14
95AMFZ1	NE	20	Pleist medio base	Fondo mare	STSZ	0,087	

95AMFZ2	NE	400	Pliocene sup	Pleist medio	STSZ		
95AMFZ3	NE	500	Pliocene sup	Santerniano	STSZ		
95AMFZ4	NE	400	Pliocene inferiore	Fondo mare	STSZ		
95SPFZ1	NE	200	Pleist medio base	Fondo mare	SRSZ	0,09	
95SNFZ2	NE	720	Plioc. Inf	Pleist. Inf	CSZ	0,03	
97SBFZ1	NE	600	Pleist. Inf		CVSZ	0,04	0,17
97SBFZ2	SW	900	Pleist. Inf		CVSZ		
97AMFZ1	NE	450	Pleist. Inf		STSZ		
97AMFZ2	NE	300	Pleist medio		STSZ	0,2	
97AMFZ3	NE	100	Pleist medio	Fondo mare	STSZ		
97SPFZ1	NE	250	Pleist medio	Fondo mare	SRSZ		
97SPFZ2	NE	380	Pleist medio	Fondo mare	SRSZ	0,14	
97SNFZ1	SW	150	Pleist medio	Fondo mare	CSZ	0,1	

Tabella 5.2. Calcoli di raccorciamento orizzontale e sollevamento verticale sulle sezioni longitudinali sulle “zone di faglia” principali.

anche attualmente, il maggiore sollevamento della dorsale di Valsinni rispetto a quella di Amendolara. Per quanto riguarda la dislocazione orizzontale (fig. 5.14) questa avviene a tassi da 0,1 a 0,5 per le linee longitudinali dirette nel senso del raccorciamento NE-SW con un picco lungo la F75_87 che registrerebbe il valore maggiore di raccorciamento orizzontale complessivo in quanto attraversa le culminazioni delle due dorsali di Amendolara e Valsinni. Inoltre, se consideriamo il raccorciamento orizzontale direttamente proporzionale a quello verticale, la qual cosa è plausibile in un modello di piegamento semplificato, ed è ad ogni modo riscontrabile dall'esempio dei calcoli differenziali fatti sulla linea F75_89 (tab. 5.2), allora la dorsale di Valsinni sperimenta un raccorciamento orizzontale mediamente maggiore rispetto all'alto di Amendolara (fig. 5.7a). I valori massimi di 0,5 mm/a circa lungo le due linee più vicine alla costa e più lunghe sono paragonabili al tasso di raccorciamento orizzontale scaturito dalle analisi

geodetiche di circa 0,4 mm/a tra TIMP e MATE. Inoltre proiettando la posizione del sito di TIMP sulla linea F75_89, scelta perchè copre tutta la distanza considerata fino a Matera, questo cadrebbe all'incirca al kilometro 17 della linea sismica, tagliando quindi fuori dal computo del raccorciamento totale la AMFZ. Facendo i calcoli differenziali (tab 5.2) ed eliminando quindi il contributo della AMFZ al totale di 0,56 arriviamo ad una stima di circa 0,44 mm/a ancora più vicina a quella geodetica di 0,36 mm/a circa.

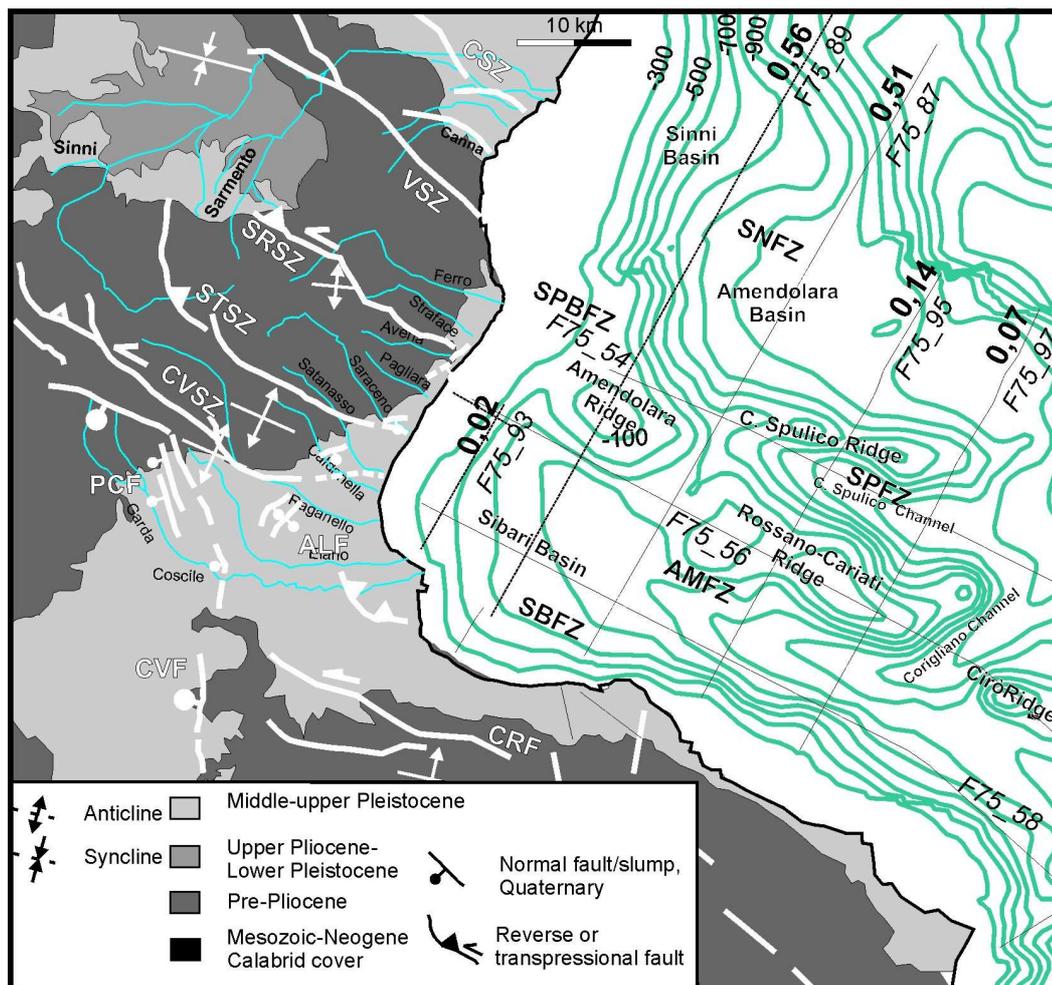


Figura 5.14. Linee sismiche analizzate e tassi di deformazione orizzontale cumulativi su ciascuna linea. A terra, CVSZ: Civita Shear Zone; STSZ: Satanasso Shear Zone; SRSZ: Saraceno Shear Zone; VSZ: Valsinni Shear Zone; CSZ: Canna Shear Zone; CRF: Corigliano-Rossano Fault; CVF: Civita Fault; PCF: Pollino-Castrovillari Fault; ALF: Avena-Lauropoli Fault. A mare, SBFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; SPFZ: Capo Spulico FaultZone; SPBFZ: Capo Spulico Basin Fault Zone; SNFZ: Sinni Faut Zone. (Modificata da Ferranti et al., 2009).

Analizzando le tre dorsali separatamente, spostandoci in direzione NW-SE tra le linee sismiche riscontriamo tre andamenti diversi della dislocazione verticale (fig. 5.15). Nell'area della dorsale di Amendolara, i tassi descrivono un andamento ondulato con valori che aumentano tra le prime due linee da 0,07 mm/a a 0,26 mm/a per poi diminuire verso l'offshore fino a 0,08 mm/a e infine risalire attorno agli 0,2 mm/a sull'ultima linea (tab. 5.2). Il valore molto basso nei pressi della costa potrebbe giustificare la deformazione pressochè nulla indicata dai dati geodetici in questa porzione più interna (vedi capitolo 4).

Nell'area di incidenza della dorsale di Valsinni invece i tassi descrivono un andamento lineare con valori della dislocazione che aumentano muovendosi dall'offshore e avvicinandosi alla costa partendo da 0,1 mm/a circa fino a 0,33 mm/a sulla linea più interna al golfo (tab. 5.2). Il valore verticale più alto riscontrato nei pressi della costa si traduce in un valore di circa 0,15 mm/a sul piano orizzontale dimostrando che in questa area avverrebbe almeno la metà del raccorciamento orizzontale di 0,36 mm/a riscontrato dalle velocità geodetiche con la convergenza del sito TIMP rispetto al sito fisso di Matera (vedi capitolo 4.1.2.5),

Nel settore di incidenza della dorsale del Canna invece i tassi si mantengono costanti attorno al valore di 0,1 mm/a (tab 5.2) dimostrando quindi che la maggior parte della dislocazione verticale avviene nella porzione centrale di questo tratto di costa.

Allo stesso modo quindi la deformazione orizzontale risulta massima in concomitanza della dorsale di Valsinni e di poco minore all'altezza della dorsale di Amendolara e tende a diminuire fortemente muovendosi verso l'avanfossa (dorsale del Canna) e più debolmente verso l'interno (dorsale di Civita).

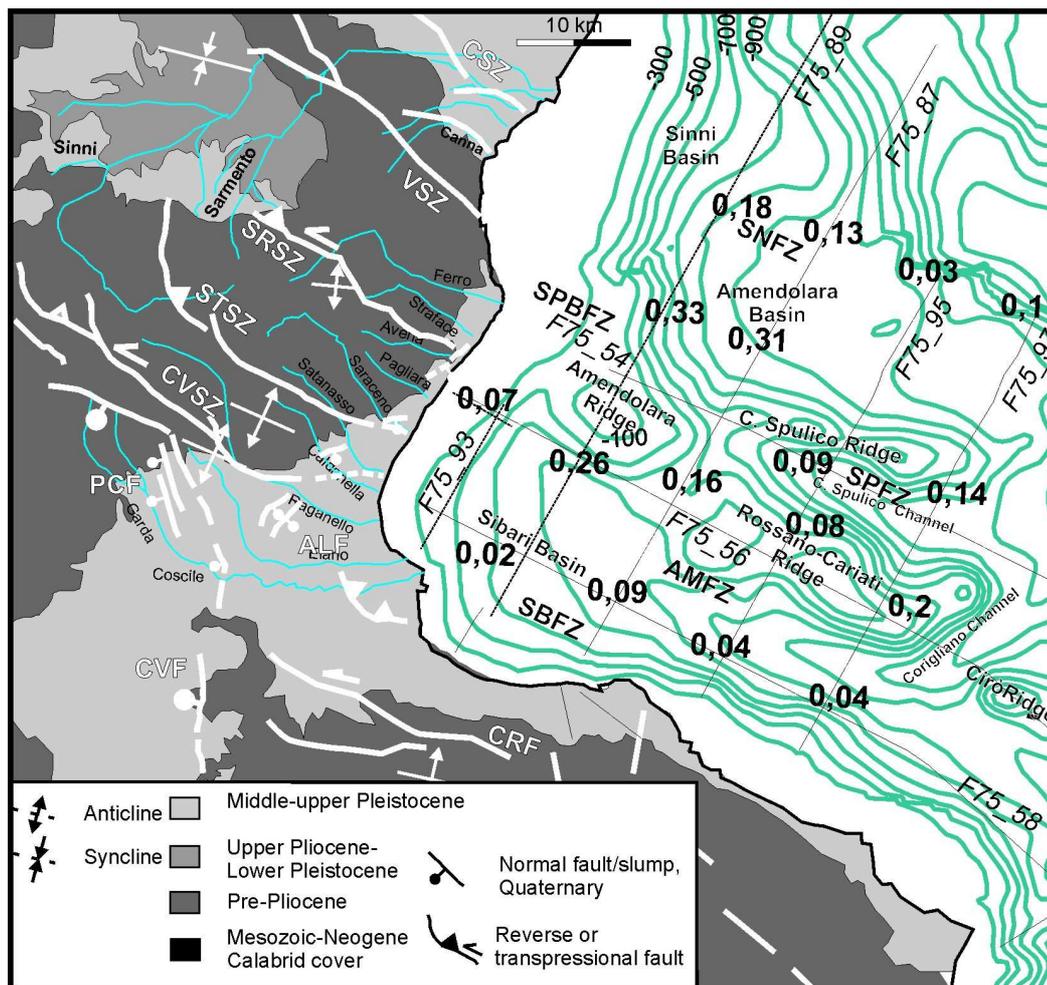


Figura 5.15. Linee sismiche analizzate e tassi di deformazione verticale su ciascuna linea per ogni delle zone di faglia. A terra, CVSZ: Civita Shear Zone; STSZ: Satanasso Shear Zone; SRSZ: Saraceno Shear Zone; VSZ: Valsinni Shear Zone; CSZ: Canna Shear Zone; CRF: Corigliano-Rossano Fault; CVF: Civita Fault; PCF: Pollino-Castrovillari Fault; ALF: Avena-Lauropoli Fault. A mare, SBFZ: Sibari Fault Zone; AMFZ: Amendolara Fault Zone; SPFZ: Capo Spulico FaultZone; SPBFZ: Capo Spulico Basin Fault Zone; SNFZ: Sinni Faut Zone. (Modificata da Ferranti et al., 2009).

Nonostante questa regione sia considerata stabile e praticamente asismica, queste shear zones profonde potrebbero avere una qualche espressione sismologica (fig. 5.5). Due fasce sismiche orientate NW-SE sono localizzate dagli epicentri dei terremoti strumentali. Terremoti moderati di tipo compressivo e trascorrente sono distribuiti lungo la scarpata meridionale della dorsale di Amendolara (AR), che forma l'estensione a mare della catena del Pollino. Una fascia sismica traspressiva parallela si trova a sud dei Monti della Sila settentrionale e coincide spazialmente

con le faglie traspressive sinistre mappate. I meccanismi focali indicano che la separazione tra thrust e faglie traspressive sinistre avviene lungo le “shear zones” profonde in risposta al raccorciamento in direzione da E a NE.

Eventi minori estensionali (fig. 5.5) sono da collegarsi a scivolamenti superficiali e/o bande di accomodamento delle faglie principali che come si vede nei profili sismici sono associati alla crescita attiva delle dorsali traspressive sottostanti.

Il quadro sismotettonico ricostruito per questa regione migliora e quantifica quello precedentemente studiato (Ferranti et al., 2009) e conferma che una porzione sostanziale del raccorciamento geodetico messo in luce tra Pollino e il blocco Apulo può essere accomodato in questa area. Nonostante questa zona del Mediterraneo centrale è attualmente una di quelle a più bassi tassi di dislocazione, questo studio permette di confrontare la deformazione contemporanea con l’assetto tettonico di lungo termine integrando fra loro dati geodetici con dati strutturali sismici e geomorfologici.

CAPITOLO 6

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Le velocità GPS della rete temporanea PTGA documentano un ampio grado di deformazione interna nel blocco Adriatico meridionale durante la sua generale deriva verso Europa (Oldow et al., 2002). Negli studi precedenti, le velocità di questa rete ottenute da un numero minore di osservazioni hanno consentito l'indagine dei movimenti relativi nell'area peri-tirrenica e la distinzione di singole fasce deformative (Ferranti et al., 2008). In questa tesi di dottorato, le osservazioni precedenti sono state implementate con ulteriori misurazioni, e altre misure sono state effettuate su nuove stazioni installate negli ultimi 3 anni, il che ha consentito una diffusione areale della rete tale da permettere una più puntuale descrizione e caratterizzazione delle fasce deformative riconosciute dagli studi precedenti.

Il differente comportamento cinematico dei settori dell'Appennino meridionale e delle isole è stato confrontato con le principali strutture sismo genetiche e attive note nel nostro paese (DISS 3.1.1 e altri studi locali), al fine di caratterizzare le aree deformative tramite una valutazione dell'accumulo di strain intersismico. L'accento è stato poi posto su un'area di interesse posta al confine calabro lucano in cui i dati geodetici sono stati confrontati con i dati geologici di lungo termine ottenuti tramite una dettagliata indagine di sezioni sismiche offshore.

I risultati ottenuti nel presente studio forniscono nuovi dati per la definizione dello stile deformativo in Italia meridionale e insulare, e in generale per la comprensione della geodinamica dell'area peri-tirrenica meridionale in relazione ai movimenti di convergenza della placca eurasiatica ed africana. La complessità della cinematica osservata è legata alla frammentazione dei blocchi crostali che si muovono gli uni rispetto agli altri in un'area limitata, in stretta relazione con l'evoluzione post-collisionale del sistema di subduzione ionico-adriatico.

I risultati geodetici presentati sono stati ottenuti dalla elaborazione dei dati della rete PTGA (24 siti) collezionati dal 1995 al 2000 (Ferranti et al., 2008), integrati con quelli installati successivamente (24). Tutti i 48 siti sono stati rioccupati durante due campagne nel 2008 e nel 2010 e i dati sono stati combinati con soluzioni regionali (IGS1, IGS2, IGS3, IGS4, EURA ed EUREF) per vincolare i risultati ad un sistema di riferimento stabile e ruotarlo poi rispetto a sistemi di riferimento locali. I dati sono stati processati con il Gamit/Globk v10.35.

Il campo di velocità stimato in Appennino meridionale, privato di pochi siti affetti da un segnale di tipo gravitativo e/o da un errore elevato mostra, compatibilmente con la sismicità recente dell'area, due differenti domini cinematici: tirrenico ed adriatico. Quello tirrenico, orientato prevalentemente verso WSW in allontanamento da Matera, con valori di velocità, compresi tra 2 e 4 mm/anno, è caratteristico del settore occidentale della catena e interessa la Campania e i suoi confini molisano e lucano. In particolare si definiscono due fasce estensionali orientate NW-SE a differente gradiente deformativo: una fascia più esterna, a gradiente più consistente, coincidente con la zona delle faglie sismogenetiche note o postulate in asse di catena; e una più prossima al margine Tirrenico con valori minori e non coincidente dal punto di vista spaziale con la localizzazione di strutture attive e sismicità, e per tanto attribuita ad attività asismica (*creeping* lungo piani di sovrascorrimento riattivati?). Il tasso di estensione totale registrato su transetti perpendicolari all'asse della catena è massimo nell'area Campana dell'alta Irpinia con valore di $3,4 \pm 0,6$, e tende a diminuire allontanandosi da questa. Verso nord, al confine campano lucano arriva ad almeno 1,2 mm/a e al Pollino settentrionale a circa 1 mm/a.

Questi valori sono compatibili con i precedenti studi geodetici dell'area e confrontabili con gli studi geologici e paleosismologici rispetto ai quali risultano generalmente maggiori. La discrepanza è probabilmente da attribuirsi all'areale maggiore scandagliato dalla rete geodetica e quindi ad una sovrastima generata dalla presenza, nell'area interposta, di strutture attive non riconosciute dall'indagine geologica e/o dal contributo dello scivolamento asismico su strutture

più superficiali. Ovviamente, resta sicuramente presente, anche se non valutabile, il ben noto effetto di fluttuazioni temporali nei tassi deformativi passando dal breve al lungo termine.

Il settore adriatico, senza direzioni di moto preferenziale, ma comunque in movimento obliquo verso Matera, comprende la parte più esterna della catena, l'avanfossa e l'avampaese. I vettori di velocità mostrano un aumento dei valori in modulo, allontanandosi da Matera, passando da 0,4 mm/a a circa 4 mm/a. In particolare nell'area pugliese settentrionale, caratterizzata da discreta sismicità recente, si definiscono due fasce orientate E-W nel Gargano e nell'alta valle dell'Ofanto con gradienti di velocità compressivi massimi di 1,2 mm/a nelle porzioni più occidentali (ma stimati su un arco temporale breve, e probabilmente eccessivi) che tendono a diminuire verso la costa Adriatica. Lo stesso andamento caratterizza la componente trascorrente (destra) riconosciuta nell'area, con valori massimi di 3,3 mm/a nelle Murge nordoccidentali, medi in Daunia e minimi in prossimità della costa adriatica pugliese settentrionale.

In Calabria settentrionale, in un settore sicuramente meno sismico di quello Garganico, si riscontra un componente di convergenza obliqua nell'area del fronte della catena al confine lucano, a tassi minori di circa 0,4 mm/a, e velocità differenziali indicative di transtensione nella Sila e nel Pollino meridionale.

Il campo di strain ricavato dalle velocità mostra un'estensione che ha un incremento spostandosi da Ovest verso Est e dall'area centrale campana verso SW e verso NE con valori massimi di 0,12 μ strain/a e assi di estensione principalmente diretti SW-NE nell'area campana e NW-SE in Basilicata nord-orientale e nelle Murge settentrionali.

La compressione, invece ha un incremento opposto da est verso ovest con un massimo di 1 μ strain/a nella bassa valle dell'Ofanto (anche questo da ritenersi un valore massimo e forse eccedente), e valori minori in prossimità della costa adriatica, verso nord al confine molisano, e al confine calabro-lucano prospiciente il golfo di Taranto. Gli assi compressivi sono orientati NW-SE nell'area apula, concordemente con la direzione di movimento Nubia-Europa e invece ruotano in direzione NNE-SSW nel Pollino nord-orientale, in maniera analoga alla direzione di migrazione del blocco calabro e in buon parallelismo con la direzione di

raccorciamento testimoniata dalla sismicità moderata.

Strain non uni-assiali con compressione NW-SE e tensione NE-SW di simile magnitudo sono abbastanza diffusi, in particolare al confine campano-molisano. Pertanto si può asserire che l'Italia meridionale è, in generale, dominata da un campo di strain non-piano.

Il campo di deformazione è compatibile con il campo di stress calcolato sulla base dei dati di break-out di pozzo e con la distribuzione della sismicità locale recente e con l'orientazione degli assi cinematici derivati dai meccanismi focali dei terremoti. Come accennato, la variazione di orientazione dello strain geodetico è consistente con analoghe rotazioni degli assi di strain sismologici.

In Sicilia, le velocità GPS, affette da errori maggiori, sono generalmente dirette verso i quadranti settentrionali rispetto alla stazione di Noto con velocità da 0,5 mm/a a 1,7 mm/a circa. Il quadro deformativo definito dai sei siti della rete PTGA permette di riconoscere una limitata zona trazionale al bordo sudorientale degli Iblei (poco vincolata) e una compressione più marcata con componente trascorrente al fronte del sovrascorrimento Ibleo sepolto e in Sicilia nordoccidentale. La deformazione superficiale risulta nulla molto limitata nell'area centrale dell'isola, dove il dato geodetico è meno denso ma anche la sismicità è praticamente assente. Ulteriori misure consentiranno di vincolare in maniera più stringente il quadro deformativo dell'isola.

In Sardegna, nonostante la supposta stabilità e la osservata asismicità dell'area, le velocità geodetiche sono di ordine minore ma significative, e vanno da 0,5 mm/a a 1,7 mm/a circa muovendosi in direzioni differenti che descrivono una rotazione antioraria attorno al golfo di Cagliari frutto, probabilmente, della prossimità a un settore di incipiente deformazione tra Sardegna e Sicilia. Il campo deformativo stimato mette in luce come il massimo della deformazione si espliciti nell'area del bacino del Campidano con un strain estensionale di circa 0,6 μ strain/a circa; una piccola componente compressiva la ritroviamo al margine sudorientale dell'isola con valori minori. Anche l'orientazione degli assi tensili è compatibile con una rotazione oraria con polo nel golfo di Cagliari. In base alle velocità geodetiche, movimenti asismici possono essere supposti lungo le faglie bordiere del bacino del Campidano, in particolare nel settore di SW.

Nel Mar Tirreno meridionale, nell'area interposta tra le due isole maggiori, le velocità GPS mostrano una zona di convergenza, in cui i siti della Sardegna, visti in un sistema di riferimento esterno, africano, si muovono verso la Sicilia nordoccidentale descrivendo un gradiente compressivo di circa 5 mm/a orientato NW-SE. Questo risultato è compatibile con le stime precedenti di differenti autori, e con i meccanismi focali dei terremoti crostali.

Al fine di confrontare le stime geodetiche calcolate in un'area campione del settore Jonico della Calabria settentrionale con un database geologico di deformazione di più lungo termine abbiamo condotto una accurata analisi di profili di sismica a riflessione nell'offshore del golfo di Taranto. I profili disponibili sono stati opportunamente convertiti da tempi a profondità secondo un procedura sperimentale grafico-matematico di georeferenziazione delle linee, taratura dei pozzi, conturaggio manuale e conversione tramite cromoselezione. Lo studio e l'interpretazione di una griglia di 5x3 linee sismiche in tutto il golfo ha permesso di riconoscere e caratterizzare fino a 14 riflettori e un diffuso sistema di strutture inverse che identificano molto bene un sistema a dorsali e bacini che si susseguono dal golfo di Sibari alla costa Tarantina. La tecnica del bilanciamento indica che l'attuale assetto morfobatimetrico di bacini e dorsali è controllato da strutture traspressive retro-vergenti (backthrust) originatisi a profondità di circa 10 km e che, a livelli più superficiali, si diramano in più segmenti, che tagliano livelli Pleistocenici e deformano fino anche al livello del mare, creando delle complesse strutture a fiore positive.

La carta strutturale ottenuta dalla mappatura in pianta delle strutture principali identifica almeno 4 dorsali principali legate all'attività di altrettante zone di shear; il calcolo dei rigetti, applicato ai riflettori più giovani dislocati, dimostra maggiore dislocazione in concomitanza delle dorsali centrali di Valsinni e Amendolara con valori massimi di 0,33 mm/a sul verticale e 0,15 sull'orizzontale, e minima sulle dorsali limitrofe a nord e a sud.

Il quadro deformativo geodetico di quest'area è assolutamente compatibile, nei valori e nell'orientazione degli assi compressivi, con il quadro deformativo descritto dall'analisi delle sezioni sismiche per tanto, le velocità GPS potrebbero essere un effetto in superficie di queste deformazioni profonde che la sismicità e

le sezioni sismiche dicono avvenire a profondità superiori ai 10 km.

In generale, salvo alcuni casi da noi identificati e rimossi o corretti, possiamo affermare che le misure geodetiche da noi effettuate rappresentano la deformazione intersismica in Italia meridionale e isole, in quanto nell'intervallo di misure effettuate non sono occorsi terremoti significativi. Lo strain intersismico elastico è probabilmente impartito dal caricamento tettonico di lungo-termine e riflette la dislocazione non-elastica che avviene a profondità basso-crosta o sub-crosta.

Nell'ipotesi che i residui di velocità tra sito e sito a cavallo di note strutture attive e sismogenetiche sia generato a cavallo di esse, si può stimare il caricamento di lungo termine attraverso tali strutture. Quello che resta non risolto è se queste faglie sono attualmente bloccate e potrebbero rilasciare lo strain accumulato in modalità sismica, ovvero accomodino parte dello strain elastico in creep.

BIBLIOGRAFIA

- ADAM J., GRASSO M., REUTHER C. M., TORELLI L., 2000. *Neotectonic stress analysis and active fault kinematics along the Ionian margin of the Hyblean Plateau (Augusta peninsula and adjacent areas, SE Sicily)*. *Tectonophysics* 326, 217–239.
- ALTAMINI Z., SILLARD P., BOUCHER C., 2002. *ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications*. *J. Geophys. Res.*, 107 B10. 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- ALTAMIMI Z., COLLILIEUX X., LEGRAND J., GARAYT B., BOUCHER C., 2007. *ITRF2005: a new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters*. *J. Geophys. Res.* 112, B09401. doi:10.1029/2007JB004949.
- ALVAREZ W., 1972. *Rotation of the Corsica-Sardinia microplate*. *Nature*, 235, 103-105.
- AMATO A., MONTONE P., 1997. *Present-day stress field and active tectonics in southern peninsular Italy*. *Geophys. J. Int.* 130, 519–534.
- AMATO A., ASCIONE A., CINQUE A., LAMA A., 1991. *Geomorfologia unità sedimentarie e tettonica recente dell'alta piana de Sele e delle sue valli confluenti*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 14.
- AMATO A., BELLUOMINI G., CINQUE A., MANOLIO M., RAVERA F., 1997. *Terrazzi marini e sollevamenti tettonici quaternari lungo il margine ionico dell' Appennino lucano*. Riassunti delle Comunicazioni al Convegno: Tettonica Quaternaria del Territorio Italiano: Conoscenze, Problemi ed Applicazioni, Parma 1997, pp. 41-42.
- ANDERSON H., JACKSON J., 1987. *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 91,613-637.

- ANZIDEI M., BALDI P., BONINI C., CASULA G., GANDOLFI S., e RIGUZZI F., 1998. *Geodetic surveys across the Messina Straits (southern Italy) seismogenic area*. J. Geodyn., 25(2), 85-97.
- ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G., GALVANI A., MANTOVANI E., PESCI A., RIGUZZI F., SERPELLONI E., 2001. *Insights into present day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys*. Geophys. J. Int., 146, 98-110.
- ANZIDEI M., BALDI P., PESCI A., ESPOSITO A., GALVANI A., LODDO F., CRISTOFOLETTI P., MASSUCCI A., DEL MESE S., 2005. *Geodetic deformation across the Central Apennines from GPS data in the time span 1999-2003*. Annals of Geophysics, Vol. 48., No. 2.
- ARGNANI A. 2009. *Evolution of the southern Tyrrhenian slab tear and active tectonics along the western edge of the Tyrrhenian subducted slab*. In: VAN HINSBERGEN, D. J. J., EDWARDS, M. A. & GOVERS, R. (eds) *Geodynamics of Collision and Collapse at the Africa–Arabia–Eurasia subduction zone*. Geological Society, London, Special Publications, 311, 000–000.
- ASSORGIA A., BARCA S., SPANO C., 1997. *A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 407-420.
- AVÉ LALLEMANT H.G., OLDOW J.S., 2000. *Active displacement partitioning and arc-parallel extension of the Aleutian volcanic arc based on GPS geodesy and kinematic analysis*. Geology, 28, 739- 742.
- AVELLONE G., BARCHI M. R., CATALANO R., GASPARO MORTICELLI M., SULLI A., 2010. *Interference between shallow and deep-seated structures in the Sicilian fold and thrust belt, Italy*. Journal of the Geological Society 2010; v. 167; p. 109-126. doi:10.1144/0016-76492008-163
- BASILI R., VALENSISE G., VANNOLI P., BURRATO P., FRACASSI U., MARIANO S. M., TIBERTI, M., BOSCHI, E., 2008. *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years*

of research on Italy's earthquake geology. Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014.

- BASILONE L., 2009. *Mesozoic tectono-sedimentary evolution of Rocca Busambra in western Sicily.* Facies, 55, 115–135.
- BATTAGLIA M., MURRAY M., SERPELLONI E., BURGMANN R., 2004. *The Adriatic region: an independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone.* Geophys. Res. Lett., 31, L09605, doi:10.1029/2004GL019723.
- BEAVAN J., HAINES J., 2001. *Contemporary horizontal velocity and strain rate fields of the Pacific-Australian plate boundary zone through New Zealand.* J. Geophys. Res., 106, 741–770, 2001.
- BEN AVRAHAM, Z., GRASSO, M., 1990. *Collisional zone segmentation in Sicily and surrounding areas in the Central Mediterranean.* Ann. Tectonicae, 4, 131-139.
- BEN AVRAHAM Z.B., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L., TORTORICI L., 1990. *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione Neogenico-Quaternaria nel Mediterraneo centrale.* Mem. Soc. Geol. It., 45, 453-462.
- BENTIVENGA M., COLTORTI M., PROSSER., TAVARNELLI E., 2004. *A new interpretation of terraces in the Taranto Gulf: the role of extensional faulting.* Geomorphology 60, 383-402.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., CHILOVI C., FANTONI R., MERLINI S., MOSCONI A., 2001. *Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): foredeeps and lithospheric buckling.* Tectonics 20, 771–787.
- BESSE J., COURTILOT V., 2000. *Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years.* J. Geophys. Res. 107, 2300 doi: 10.1029/2000JB000050.
- BIANCA M., CAPUTO R., 2003. *Analisi morfotettonica ed evoluzione quaternaria della Val d'Agri, Appennino meridionale.* Il Quaternario 16, 158–170.

- BIANCA M., MONACO C., TORTORICI L., CERNOBORI L., 1999. *Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): a seismic source for the 1693 large earthquake*. *Geophys. J. Int.* (1999) 139, 370–394.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S., MOSCARDINI F., 1987. *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. *Mem. Soc. Geol. It.* 38, 429–458 (in Italian).
- BIGI G., BONARDINI G., CATALANO R., COSENTINO D., LENTINI F., PARLOTTO M., SARTORI R., SCANDONE P., TURCO E., 1992. *Structural Model of Italy, 1:500.000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rome.
- BIRD P., 2003. *An updated digital model of plate boundaries*. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- BLUMETTI A. M., ESPOSITO E., FERRELI L., GUERRIERI L., MICHETTI A. M., PORFIDO S., SADOYAN T., SERVA L., VITTORI E., 1999. *Valutazione dell'hazard sismico ed effetti al suolo dei terremoti*. II Forum F.I.S.T., Bellaria 1999, Abstract volume 1, 337-339 (abstract).
- BOCCALETTI M., NICOLICH R., TORTORICI L., 1990. *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. *Paleogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, v. 77, 115-740.
- BOCCALETTI M., CONEDERA C. DAINELLI P., GOCEV P., 1982. *The recent (Miocene-Quaternary) rhegmatic system of western Mediterranean region. A new model of ensialic geodynamic evolution in a context of plastic/rigid deformation*. *Journ. Petr. Geol.*, 5, 31-49.
- BOCK Y., GOUREVITCH S.A., COUNSELMAN III C.C., KING R.W., ABBOT R.I., 1986. *Interferometric analysis of GPS phase observations*. *Manuscripta Geodetica*, 11, 282-288.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V., ROSSI S., 2001. *Calabria–Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 287–306.

- BONCIO P., MANCINI T., LAVECCHIA G., SELVAGGI G., 2007. *Seismotectonics of strike-slip earthquakes within the deep crust of southern Italy: Geometry, kinematics, stress field and crustal rheology of the Potenza 1990–1991 seismic sequences (Mmax 5.7)*. *Tectonophysics* 445, 281–300.
- BORDONI P., VALENSISE G., 1998. *Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications*. In: STEWART, I.S., VITA-FINZI, C. (Eds.), *Coastal Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 46, pp. 71– 110.
- 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*. Ist. Naz. di Geofis., Rome.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. e GASPERINI P. (Eds.), 2000. *Catalogne Of Strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1980*. *Ann. Geofis.*, 43 (4), 609-868.
- BOUSQUET JC, LANZAFAME G., 1986. *Deformations compressive quaternaires au bord sud de l'Etna*. *C R Acad Sci Paris* 303:235–240.
- BRANKMAN C. M., AYDIN A., 2004. Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: the Gargano Promontory, southern Italy. *Journal of Structural geology* 26, 807-824
- BROQUET P., CAIRE A., MASCLE G., 1966. *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani)*. *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, 8, 994-1013.
- BROQUET P., DUÉE G., MASCLE G., TRUILLET R., 1984. *Evolution structurale alpine récente de la Sicile et sa signification géodynamique*. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, 25 (2), 75-85.
- BURRATO P., VALENSISE G., 2008. *Rise and fall of a hypothesized seismic gap: source complexity in the 16 December 1857, Southern Italy earthquake (Mw 7.0)*. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 1, 139–148, doi: 10.1785/0120070094.

- CALAIS E., DEMETS C., NOCQUET, J. M., 2003. *Evidence for a post-3.16-Ma change in Nubia-Eurasia-North America plate motions?* Earth. Plan. Sci. Lett., 216, 8–92.
- CALAIS E., NOCQUET J. M., JOUANNE F., TARDY M., 2002. *Current strain regime in the western Alps from continuous GPS measurements, 1996-2001.* Geology, 30, 651-654.
- CAPUTO R., BIANCA M., D'ONOFRIO R., 2010. *Ionian marine terraces of southern Italy: Insight into the Quaternary tectonic evolution of the area.* Tectonics, vol. 29, TC4005, 24 pp., 2010 doi:10.1029/2009TC002625
- CARMIGNANI L., (Coordinatore) 1996. *Carta geologica della Sardegna (scala 1:200.000).* A cura del Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma della Sardegna. Litografia Artistica Cartografica (L. A. C.), Firenze.
- CARMIGNANI L., KLIGFIELD, R., 1990. *Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex.* Tectonics, 9, 1275-1303.
- CASCIELLO E., CESARANO M., FERRANTI L., OLDOW J.S., PAPPONE G., 2000. *Pleistocene noncoaxial fold development in the northern portion of the S. Arcangelo Basin (Southern Apennines).* Mem. Soc. Geol. Ital. 55, 133–140.
- CASOLARI E., NEGRI A., PICOTTI V., BERTOTTI, G., 2000. *Neogene stratigraphy and sedimentology of the Gargano Promontory (southern Italy).* Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 93, p. 7–23.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. LOZEJ A., 2003. *The deep crustal structure of Italy and surrounding areas from seismic refraction data. A new synthesis.* Boll. Soc. Geol. It., 122, 365-376.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C., AMATO A. 2005. *CSI, Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.0.* INGVCNT, Roma, <http://www.ingv.it/CSI/>.

- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C., AMATO A., 2006. *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981–2002, versione 1.1*. INGVCNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CASULA G., CERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARTIE E., 2001. *The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. *Mar. Pet. Geol.*, 18, 863-888.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., 1982. *Schema geologico della Sicilia*. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Eds), "Guida alla geologia della Sicilia Occidentale". *Soc. Geol. It.*, 156 pp., Palermo.
- CATALANO R., DOGLIONI C., MERLINI S., 2001. *On the Mesozoic Ionian Basin — Geophys. J. Int.* 144, 49–64.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A., VITALE F.P., 1996. *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. *Tectonophysics* 260, 291-323.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S., SULLI A., 2000. *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 5-16.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., RENDA P., ABATE B., MONTELEONE S., MACALUSO T., PIPITONE G., DI STEFANO E., LO CICERO G., DI STEFANO P., AGNESI, V., 1979. *Contributo alla conoscenza della struttura della Sicilia Occidentale: Il profilo Palermo-Sciaccà*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 19, 485-493.
- CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C. TORTORICI G., TORTORICI L., 2008. *Active faulting and seismicity along the Siculo–Calabrian Rift Zone (Southern Italy)*. *Tectonophysics*, 453, 177-192, 10.1016/j.tecto.2007.05.008.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L., PALTRINIERI W., STEEL N., 2004. *Neogene-Quaternary evolution of the southern Apennines*. *Tectonics*, vol. 23, TC2003, doi:10.1029/2003TC001512.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L., TANSI C., 1993. *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (Southern Italy)*. *Tectonics* 12, 656–665.

- CATALANO S., DE GUIDI G., ROMAGNOLI G., TORRISI S., TORTORICI G., TORTORICI L., 2006. *Evidence of a late Quaternary tectonic inversion along the Scicli Line: implications for the seismotectonic of SE Sicily*. Abstr. 25 Conv. GNGTS, Rome, 286-289.
- CATALANO S., DE GUIDI G., ROMAGNOLI G., TORRISI S., TORTORICI G., TORTORICI L., 2007. *The migration of plate boundaries in SE Sicily: influence on the large scale kinematic model of the African Promontory in Southern Italy*. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2007.12.003
- CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L., TURCO E., 1982. *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. *J. Struct. Geol.* 4, 385–393.
- CELLO G., TONDI E., MICARELLI L., MATTIONI L., 2003. *Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (Southern Italy)*. *J. Geodynamics*, vol. 36, pp. 37-50.
- CESARANO M., PIERANTONI P.P., TURCO E., 2002. *Structural analysis of the Albidona Formation in the Alessandria del Carretto–Plataci area (Calabro–Lucanian Apennines, Southern Italy)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 11, 669–676.
- CESARO M., 2003. *Plateau Ibleo: Campo di stress da studi di breakout, analisi e modello interpretativo*. Internal report Agenzia Italiana Petroli (AGIP), San Donato Milanese, Italy, 1993.
- CHANNELL J. E. T., 1996. *Palaeomagnetism and palaeogeography of Adria*. In: *Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, edited by A. Morris and D. H. Tarling, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 105, 119–132.
- CHANNELL J. E. T., D'ARGENIO B., HORVATH F., 1979. *Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. *Earth-Science Reviews*, v. 15, p. 213–292.

- CHANNELL J. E. T., OLDOW J.S., CATALANO R., D'ARGENIO B., 1990. *Paleomagnetically determined rotations in the western Sicilian fold and thrust belt*. *Tectonics*, 9, 641-660.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P., TOZZI M., 1993. *Quaternary kinematic evolution of the southern Apennines. Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures*. *Annali di Geofisica* 36 (2), 249– 260.
- CINTI F.R., CUCCI L., PANTOSTI D., D'ADDEZIO G., MEGHRAOUI M., 1997. *A major seismogenic fault in a “silent area”: the Castrovillari Fault (southern Apennines, Italy)*. *Geophys. J. Int.* 130, 595–605.
- COLELLA A., CAPPADONA P., 1988. *Evidenze stratigrafiche del carattere trascorrente sinistro della zone di faglie del Pollino. Valutazioni sulla velocità di trascorrenza*. *Atti 74" Congr. Naz. Soc. Geol. Ital. B*, pp. 147-150.
- CLARKE A. C., 1945. *Extra-Terrestrial Relays*. *Wireless World* November, pag. 336.
- CUCCI L., 2004. *Raised marine terraces in the Northern Calabrian arc (Southern Italy): a 600 kyr-long geological record of regional uplift*. *Annals of Geophysics* 47 (4), 1391– 1406.
- CUCCI L., CINTI F.R., 1998. *Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria*. *Tectonophysics* 292. 67-83.
- D'AGOSTINO N., SELVAGGI G., 2004. *Crustal motion along the Eurasia- Nubia plate boundary In the Calabrian arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements*. *Journal of Geophysical Research* 109, B11402.
- D'AGOSTINO N., GIULIANI R., MATTONE M., BONCI L., 2001b. *Active crustal extension in the central Apennines (Italy) inferred from GPS measurements in the interval 1994-1999*. *Geophysical Research Letters*, 28 (10), 2121-2124.
- D'AGOSTINO N., AVALLONE A., CHELONI D., D'ANASTASIO E., MANTENUTO S., SELVAGGI G., 2008. *Active tectonics of the Adriatic*

- region from GPS and earthquake slip vectors. Journal Geophysical Res.* 113, B12413, doi:10.1029/2008JB005860,
- D'AGOSTINO N., CHELONI D., MANTENUTO S., SELVAGGI G., MICHELINI A., ZULIANI D., 2005. *Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed by CGPS measurements. Geophys. Res. Lett.*, 32, L19306, doi:10.1029/2005GL024266.
 - DE ALTERIIS G., 1995. *Different foreland basins in Italy: examples from the central and western Adriatic sea. Tectonophysics*, 252, 349-373.
 - DE DOMINICIS, A., MAZZOLDI G., 1987. *Interpretazione geologica strutturale del margine orientale della Piattaforma Apula. Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 38, p. 163–176.
 - DEL BEN A., BARNABA C., TOBOGA A., 2007. *Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. Mar. Geophys. Res.* doi: 10.1007/s11001-007-9041-6.
 - DEMETS C., GORDON R. G., ARGUS D. F., STEIN, S., 1994. *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions. Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191– 2194.
 - DEVOTI R., RIGUZZI F., CUFFARO M., DOGLIONI C., 2008. *New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. Earth Planet. Sci. Lett.*, 273, 163– 174, doi:10.1016/j.epsl.2008.06.031.
 - DEVOTI R., ESPOSITO A., GALVANI A., PIETRANTONIO G., PISANI A. R., RIGUZZI F., SEPE V., 2010. *Present day crustal deformation of the Italian peninsula observed by permanent GPS stations. EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria*, p.3200.
 - DEVOTI R., FERRARO A., GUEGUEN E., LANOTTE R., LUCERI V., NARDI A., PACIONE R., RUTIGLIANO P., SCIARRETTA C., VESPE F., 2002. *Geodetic control on recent tectonic movements in the central Mediterranean area. Tectonophysics* 346, 151-167.
 - DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W., KNOTT S.D., 1989. *Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward M.P.,*

Dietrich D. & Park R.G. Eds., *Alpine Tectonics*, 265-284. Geol. Soc. London Spec. Publ., 45.

- DI BUCCI D., CORRADO S., NASO G., 2002. *Active faults at the boundary between Central and Southern Apennines (Isernia, Italy)*. *Tectonophysics*, 359, 47–63s.
- DI BUCCI D., MASSA B., ZUPPETTA, A., 2006 *Relay ramps in active normal fault zones: A clue to the identification of seismogenic sources (1688 Sannio earthquake, Italy)*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 3-4, 430–448, 10.1130/B25783.1.
- DI BUCCI D., MASSA B., TORNAGHI M., ZUPPETTA A., 2005. *Structural setting of the 1688 Sannio earthquake epicentral area (Southern Italy) from surface and subsurface data*. *J. Geodyn.*, 40, 294-315
- DI BUCCI D., MASSA B., TORNAGHI M., ZUPPETTA A., 2006. *Structural setting of the Southern Apennine fold-and-thrust belt (Italy) at hypocentral depth: The Calore Valley case history*. *J. Geodyn.*, 42, 175-193
- DI BUCCI D., NASO G., CORRADO S., VILLA I.M., 2005. *Growth, interaction and seismogenetic potential of coupled active normal faults (Isernia Basin, central southern Italy)*. *Terra Nova* 17, 44–55.
- DI BUCCI D., RIDENTE D., FRACASSI U., TRINCARDI F., VALENSISE G., 2009. *Marine palaeoseismology from Very High Resolution seismic imaging: the Gondola Fault Zone (Adriatic foreland)*. *Terra Nova*, 21, 5, 393-400, 10.1111/j.1365-3121.2009.00895.x.
- DI BUCCI D., RAVAGLIA A., SENO S., TOSCANI G., FRACASSI U., VALENSISE G., 2006. *Seismotectonics of the Southern Apennines and Adriatic foreland: Insights on active regional E-W shear zones from analogue modeling*. *Tectonics*, 25, TC4015, 10.1029/2005TC001898. Fracassi e Valensise 2007;
- DISS WORKING GROUP, 2006. *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.0.2: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*.

<http://www.ingv.it/DISS/>, © INGV 2005, 2006 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

- DOGLIONI C., 1991. *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system.* Terra Nova 3, 423–434.
- DOGLIONI C., MERLINI S., CANTARELLA G., 1999. *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean).* Earth Planet. Sci. Lett. 168, 243–254.
- DONG D., BOCK Y., 1989. *Global Positioning System network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California.* J. Geophys. Res., 94, 3949-3966.
- FACCENNA C., MATTEI M., FUNICIELLO R., JOLIVET L., 1997. *Styles of back-arc extension in the central Mediterranean.* Terra Nova, 9, 126-130.
- FACCENNA C., BECKER T.W., LUCENTE F.P., JOLIVET L., ROSSETTI F., 2001. *History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean.* Geophys. J. Int. 145, 809–820.
- FERRANTI L., OLDOW J.S., 1999. *History and tectonic implications of low-angle detachment faults and orogen parallel extension, Picentini Mountains, Southern Apennines fold and thrust belt, Italy.* Tectonics, 18, 498-526.
- FERRANTI L., OLDOW J.S., 2005. *Latest Miocene to Quaternary horizontal and vertical displacement rates during simultaneous contraction and extension in the Southern Apennines orogen, Italy.* Terra Nova 17, 209–214.
- FERRANTI L., SANTORO E., MAZZELLA M.E., MONACO C., MORELLI D., 2009. *Active transpression in the northern Calabria Apennines, southern Italy.* Tectonophysics, 476 (1-2), 226-251.
- FERRANTI L., OLDOW J.S., D'ARGENIO B., CATALANO R., LEWIS D., MARSELLA E., AVELLONE G., MASCHIO L., PAPPONE G., PEPE F., SULLI A., 2008. *Active deformation in Southern Italy, Sicily and*

southern Sardinia from GPS velocities of the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA). Boll. Soc. Geol. It., (Ital. J. Geosci.), 127/2, 299–316.

- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRÀ G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRÙ P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANSÒ P., VERRUBBI V., 2006. *Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications*. Quaternary International, 145-146, 30-54.
- FINETTI I., DEL BEN A., 1986. *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., 28, 75-155.
- FINETTI I., BRICCHI G., DEL BEN A., PIPAN M., XUAN Z., 1987. *Geophysical study of the Adria plate*. Memorie della Società Geologica Italiana 40, 335–344.
- FRACASSI U., VALENSISE G., 2007. *Unveiling the sources of the catastrophic 1456 multiple earthquake: Hints to an unexplored tectonic mechanism in Southern Italy*. Bull. Seismol. Soc. Am., 97, 3, 725-748, 10.1785/0120050250.
- FREPOLI A., AMATO A., 2000. *Fault plane solutions of crustal earthquakes in Southern Italy (1988–1995): seismotectonic implications*. Ann. Geophys. 43 (3), 437–468.
- FUNICIELLO R., MONTONE P., PAROTTO M., SALVINI F., TOZZI M., 1991. *Geodynamical evolution of an intra-orogenic foreland: the Apulia case history (Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 419-425.
- GALADINI F., MELETTI C., REBEZ A., 2000. (A cura di), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996–1999)*. CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti — Roma, 2000, 397 pp.
- GALLI P., BOSI V., 2003. *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy). New insight from paleoseismological investigation*. J. Geophys. Res. 108B1. doi:10.1029/2002JB01713.
- GALLI P., GALADINI F., PANTOSTI D., 2008. *Twenty years of paleoseismology in Italy*. Earth Science Review, 88, 89-117.

- GALLI P., BOSI V., PISCITELLI S., GIOCOLI A., SCIONTI V., 2006. *Late Holocene earthquakes in southern Apennine: paleoseismology of the Caggiano fault*. Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), 95, 855-870.
- GALLI P., SPINA V., ILARDO I., NASO G., 2010. *Evidence of active tectonics in Southern Italy: the Rossano fault (Calabria)*. In: Recent Progress on Earthquake Geology pp. 49-78
- GARS G., 1983. *Etudes sismotectoniques en Méditerranée centrale et orientale: I. La neotectonique de l'Appennin Meridional et le Seisme (23 Nov. 80) de l'Irpinia (Italie); II. Les failles activées par les seismes (fev-mars 81) de Corinthe (Grèce)*. Ph.D. Thesis, Université de Paris-Sud, 211 pp.
- GASPARINI C., IANNACCONE G., SCARPA R., 1985. *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, 117, 59–78.
- GATTACCECA J., SPERANZA F., 2002. *Paleomagnetism of Jurassic to Miocene sediments from the Apennine carbonate platform (Southern Apennines, Italy): evidence for a 60° counterclockwise Miocene rotation*. Earth Plan. Sc. Lett., 201, 19-34.
- GHISSETTI F., VEZZANI L., 1980. *The structural features of the Iblean plateau and of the Monte Iudica area (South Eastern Sicily). A microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It. 99, 57–102.
- GIUNTA G., 1985. *Problematiche ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., 104: 239-256.
- GIUNTA G., NIGRO F., RENDA P., GIORGIANNI A., 2000. *The Sicilian– Maghrebides Tyrrhenian margin: a neotectonic evolutionary model*. Boll. Soc. Geol. Ital. 119, 553–565.
- GIUNTA G., NIGRO F., LUZIO D., D'ANNA G., TONDI E., RENDA P., CELLO G., GIORGIANNI A., DE LUCA L., E VITALE M., 2001. *Sismicità e tettonica recente in Sicilia nord-occidentale e nel Tirreno meridionale per un modello sismotettonico preliminare*. GNGTS – Atti del 21° Convegno Nazionale / 01.11

- GRANDJACQUET C., MASCLE G. 1978. *The structures of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: (eds, A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stheli), *The Western Mediterranean*, Plenum Press, New York, 4B, 257-329.
- GRASSO M., REUTHER C. D., 1988. *The western margin of Hyblean plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland*. *Ann. Tectonicae* 2, 107–120.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C., FERNANDEZ M., 1998. *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. *Tectonophysics* 298, 259–269.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., VALENSISE G., 2007. *Catalogo dei forti terremoti 461 a.C.-1997*. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>
- HAINES A. J., HOLT W. E., 1993. *A procedure for obtaining the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of strain rate data*. *J. Geophys. Res.*, 98, 12,057–12,082.
- HAINES A. J., JACKSON A., HOLT W.E., AGNEW D. C., 1998. *Representing distributed deformation by continuous velocity fields*. *Sci. Rept.* 98/5, Inst. of Geol. and Nucl. Sci., Wellington, New Zealand.
- HERRING T. A., KIN R. W., MCKLUSKY S. C., 2006A. *GAMIT reference manual: GPS analysis at MIT, Version 10.3*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, M.A.
- HERRING T.A., KING R.W., MCKLUSKY S.C., 2006B. *GLOBK reference manual: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 10.3*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F., 1992. *Les permutations d'axes de contraintes dans des terrains quaternaires du sud de l'Apennin (Italie)*. *C. R. Acad. Sci.*, Paris 315, 89–95.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F., 1994. *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. *Tectonophysics* 230, 199–210.

- HOLLENSTEIN C., 2006. *GPS deformation field and geodynamic implication for the Hellenic plate boundary region*. Phd Thesis.
- HOLLENSTEIN C., KAHLE H. G., GEIGER A., JENNY S., GOES S., GIARDINI D., 2003. *New GPS constraints on the Africa–Eurasia plate boundary in southern Italy*. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1935. doi:10.1029/2003GL017554.
- HUNSTAD I., SELVAGGI G., D'AGOSTINO N., ENGLAND CLARKE P., PIEROZZI M., 2003. *Geodetic strains in peninsular Italy between 1875 and 2001*. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1828. doi:10.1029/2002GL016447.
- JACKSON J., MCKENZIE D., 1988. *The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East*. *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.*, 93, 45-73.
- KING R.W., BOCK Y., 2000. *Documentation for GAMIT GPS analysis software, version 10.01*. Massachusetts Institute of Technology and Scripps Institution of Oceanography.
- KING R.W., COLLINS J., MASTERS E. M., RIZOS C., STOLZ A., 1985. *Surveying with Global Positioning System, Monograph No. 9*, School of Surveying, University of New South Wales, Sydney.
- LARSON K., FREYMUELLER J., PHILIPSEN S., 1997. *Global plate velocities from the Global Positioning System*. *J. Geophys. Res.*, 102, 9961-9981.
- LAVECCHIA G., 1988. *The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis*. *Tectonophysics*, 147, 263-296.
- LAVECCHIA G., STOPPA F., 1989. *Il rifting tirrenico: delaminazione della litosfera continentale e magmatismo*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 108, 219-235.
- LAVECCHIA G., DE NARDIS R., VISINI F., FERRARINI F., BARBANO M.S., 2007B. *Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): some insights from integrated structural-*

kinematic and seismological data. *Tectonophysics* 445:145–167.
doi:10.1016/j.tecto.2007.07.007.

- LENTINI F., CARBONE S., GUARNIERI P., 2006. *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.), “Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region”. Geological Society of America, Special Paper 409, 57-81.
- LENTINI F., CATALANO S., CARBONE S., 1996. *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. *Petroleum Geoscience*, 2, 333-342.
- LICKORISH V.H., GRASSO M., BUTLER R.W.H., ARGNANI A., MANISCALCO R., 1999. *Structural styles and regional tectonic setting of the «Gela Nappe» and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily*. *Tectonics*, 18, 655-668.
- LOCARDI E., NICOLICH R., 1992. *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho*. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41: 121-140.
- MALINVERNO A., RYAN W.B.F., 1986. *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics* 5, 227-245.
- MAO A., HARRISON C. G. A., DIXON T. H., 1999. *Noise in GPS coordinate time series*. *J. Geophys. Res.*, 104, 2797-2816.
- MASCHIO L., FERRANTI L., BURRATO P., 2005. *Active extension in Val d'Agri area, Southern Apennines, Italy: Implications for the geometry of the seismogenic belt*. *Geophys. J. Int.* 162, 591–609.
doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02597.x.
- MASSARO M.E., RUSSO M., ZUPPETTA A., 1996. *Analisi indiretta dell'entità di erosione nel bacino del Fiume Tammaro (Appennino campano)*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 19, 381–394.
- MATTIA M., PALANO M., BRUNO V., CANNAVÒ F. 2009. *Crustal motion along the calabro-peloritan arc as imaged by twelve years of*

measurements on a dense gps network. Tectonophysics, VOL. 476, PP. 528-537, DOI: 10.1016/J.TECTO.2009.06.006

- MATTIA M., ALOISI M., DI GRAZIA G., GAMBINO S., PALANO M., BRUNO V., 2008b. *Geophysical investigations of the plumbing system of Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.04.022.
- MATTIA M., PALANO M., BRUNO V., CANNAVÒ F., BONACCORSO A., GRESTA S., 2008A. *Tectonic features of the Lipari–Vulcano complex (Aeolian archipelago, Italy) from 10 years (1996–2006) of GPS data*. Terra Nova 20, 370–377. doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00830.
- MAUZ B., RENDA P., 1995. *Tectonic features at the NW coast of Sicily (Gulf of Castellammare)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 343-349.
- MAZZOTTI A., STUCCHI E., FRADELIZIO G.L., ZANZI L., SCANDONE P., 2000. *Seismic exploration in complex terrains: a processing experience in the Southern Apennines*. Geophysics, 65, 1402-1417.
- MCCAFFREY R., ZWICK P.C., BOCK Y., PRAWIRODIRDJO L., GENRICH J. F., STEVENS C. W., PUNTODEWO S. S. O., SUBARYA C., 2000. *Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling*. J. Geophys. Res., 105, 28363-28376.
- MCCLUSKI S., REILINGER R., MAHMOUD S., BEN SARI D., TEALEB A., 2003. *GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions*. Geophys. J. Int., 155, 126-138.
- MCKENZIE, D., 1972. *Active tectonics of the Mediterranean Region*. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society; 30:109-185.
- MICHETTI A. M., BRUNAMONTE F., SERVA L., 1995. *Paleoseismological evidence in the epicentral area of the January 1968 earthquakes, Belice, Southwestern Sicily*. In: Serva, L., Burton Slemmons, D. (Eds.), "Perspectives in Paleoseismology", vol. 6. A.E.G. Special Publication, pp. 127–139.

- MICHETTI A. M., SERVA L. e VITTORI 2000a. *ITACHA (Italy hazard from Capable Faulting), a database of active capable faults of the Italian onshore territory*. Internal report of ANPA-Agenzia Nazionale Protezione Ambientale, Roma (CD-ROM).
- MICHETTI A.M., BLUMETTI A.M., ESPOSITO E., FERRELI L., GUERRIERI L., PORFIDO S., SERVA L., VITTORI, E., 2000A. *Earthquake Ground Effects and Seismic Hazard Assessment in Italy: Examples from the Matese and Irpinia areas, Southern Apennines*. In: "Active Fault Research for the New Millennium", Proceedings of the Hokudan Symposium and School on Active Faulting, 279-284.
- MOLIN P., PAZZAGLIA F. J., DRAMIS F., 2004. *Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, Southern Italy*. Am. J. Sci. 304, 559-589.
- MONACO C., TORTORICI L., 2000. *Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily*. J. Geodyn. 29, 407–424.
- MONACO C., MAZZOLI S., TORTORICI L., 1996. *Active thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence*. Terra Nova, 8, 372-381.
- MONACO C., TORTORICI L., PALTRINIERI W., 1998. *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy*. J. Struct. Geol. 20, 617–638.
- MONACO C., ALICATA A. DE GUIDI G., NUCIFORA S., 2003. *Tettonica trascorrente pleistocenica lungo il margine occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 122, 355-364.
- MONTONE, P., MARIUCCI, M. T., PONDRELLI, S., AMATO, A., 2004. *An improved stress map for Italy and surrounding regions (Central Mediterranean)*. J. Geophys. Res., 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703.
- MORELLI A., PONDRELLI S., 1998. *Il terremoto del Belice del 1968*. In: poster presented at conference "Trenta anni di terremoti in Italia: dal Belice a Colfiorito". Erice, Sicily, 14-18 July 1998.

- MORELLI D. 2002. *Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico compreso tra il Promontorio garganico e Brindisi*. Mem. Soc. Geol. It., 57, 343-353.
- MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S. 1976. *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-magrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- MORO M., AMICUCCI L., CINTI F.R., DOUMAZ F., MONTONE P., PIERDOMINICI S., SAROLI M., STRAMONDO S., DI FIORE B., 2007. *Surface evidence of active tectonics along the Pergola-Melandro fault: a critical issue for the seismogenic potential of the southern Appennines, Italy*. J. Geodyn. 44, 19-32, doi:10.1016/j.jog.2006.12.003.
 - MOSTARDINI F., MERLINI S., 1986. *Appennino centro-meridionale sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
 - MUCCIARELLI M., 2007. *Rendicontazione conclusiva, UR 2.12*. In: Galadini, F. (Ed.), *Definizione spaziale delle principali strutture sismogenetiche della penisola italiana, Progetti sismologici di interesse per il DPC*, pp. 225–234.
 - MUTTONI G., GARZANTI E., ALFONSI L., CIRILLI S., GERMANI D., LOWRIE W., 2001. *Motion of Africa and Adria since the Permian: paleomagnetic and paleoclimatic constraints from northern Libya*. Earth and Planetary Science Letters 192, 159– 174.
 - MUSUMECI C., PATANÈ D., SCARFÌ L., GRESTA S., 2005. *Stress directions and shear-wave anisotropy: observations from local earthquakes in Southeastern Sicily, Italy*. Bull. Seismol. Soc. Am., 95, 1359-1374.
 - NERI G., BARBERI G., OLIVA G., ORECCHIO B., 2005. *Spatial variations of seismogenic stress orientations in Sicily, south Italy*. Phys. Earth Planet. Inter., 148, 175-191.
 - NIGRO F., RENDA P., 2000. *Tettonica recente nella Sicilia nordoccidentale e nelle Isole Egadi*. Boll. Soc. Geol. Ital. 119, 307–319.

- NOCQUET J. M., CALAIS E., 2003. *Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001*. *Geophys. J. Int.*, 154, 72-88.
- NORABUENA E., LEFFLER-GRIFFIN L., MAO A., DIXON T., STEIN S., SACKS I.S., OCOLA L., ELLIS M., 1998. *Space geodetic constraints of Nazca-South America convergence across the central Andes*. *Science*, 279, 358-362.
- OGNIBEN L., 1960. *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. *Riv. Min. Sic.*, 64-65: 183-222.
- OLDOW J. S., FERRANTI L., 2006. *Fragmentation of Adria and active decollement tectonics within the southern peri-Tyrrhenian orogen, Italy*. In: Pinter N., Gyula G., Weber J., Stein S. & Medak D. Eds., *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*, 269-286. Springer, NATO Science Series IV, 61.
- OLDOW J., CHANNELL J., CATALANO R., D'ARGENIO B., 1990. *Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western Sicilian fold and thrust belt*. *Tectonics*, 9, 661-681.
- OLDOW J. S., FERRANTI L., LEWIS D. S., CAMPBELL J. K., D'ARGENIO B., CATALANO R., PAPPONE G., CARMIGNANI L., CONTI P., AIKEN C.L.V., 2002. *Active fragmentation of Adria, the north African promontory, central Mediterranean orogen*. *Geology*; 30:779-782.
- PANTOSTI D., VALENSISE G., 1990. *Faulting mechanism and complexity of the November 23, 1980, Campania–Lucania earthquake, inferred from surface observations*. *J. Geophys. Res.* 95, 15319– 15341.
- PANTOSTI D., SCHWARTZ D. P., VALENSISE G., 1993. *Paleoseismology along the 1980 Irpinia earthquake fault and implications for earthquake recurrence in the southern Apennines*. *J. Geophys. Res.*, 98, 6561-6577.
- PAPANIKOLAOU I. D., ROBERTS, G. P., 2007. *Geometry, kinematics and deformation rates along the active normal fault system in the southern Apennines: Implications for fault growth*. *Journal of Structural Geology*, 29, 166-188.

- PATACCA E., SCANDONE P., 1989. *Post-Tortonian mountain building in the Apennines, the role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: “the Lithosphere in Italy – Advances in Earth Science Research”. Atti dei convegni Lincei, v. 80, 157-176.
- PATACCA E., SCANDONE P., 2001. *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene– Pleistocene)*. In: VAI, G.B. and MARTINI I. P., eds., *Anatomy of a mountain belt: the Apennines and adjacent Mediterranean basins*: Kluwer Academic Publishers, p. 401-440.
- PATACCA E., SCANDONE P., 2004. *The 1627 Gargano earthquake (Southern Italy): Identification and characterization of the causative fault*. *J. Seismol.*, 8, 259-273.
- PATACCA E., SARTORI R., SCANDONE P., 1990. *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 45, 425-451.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U., 1992. *La zona di giunzione tra l’arco appenninico settentrionale e l’arco appenninico meridionale nell’Abruzzo e nel Molise*, *Studi Geologici Camerti*, vol. Spec. (1991/2), CROP 11, 417-441.
- PAUL J., BURGMANN R., GAUR V.K., BILHAM R., LARSON K.M., ANANDA M.B., JADE S., MUKAL M., ANUPAMA T.S., SATYAL G., KUMAR D., 2001. *The motion and active deformation of India*. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 647-650.
- PEPE F., SULLI A., BERTOTTI G., CATALANO R., 2005. *Structural highs formation and their relationship to sedimentary basins in the north Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): Implication for the Drepano Thrust Front*. *Tectonophysics*, 409, 1-18.
- PICCARDI L., 1998. *Cinematica attuale, comportamento sismico e sismologia storica della faglia di Monte Sant’Angelo (Gargano, Italia); la possibile rottura superficiale del leggendario terremoto del 493 d.c.* *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 21, 155-166.

- PICCARDI L., 2005. *Paleoseismic evidence of legendary earthquakes: The apparition of Archangel Michael at Monte Sant'Angelo (Italy)*. *Tectonophysics* 408, 113–128, doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.041.
- PIERI P., VITALE G., BENEDEUCE P., DOGLIONI C., GALLICCHIO S., GIANO S. I., LOIZZO R., MORETTI M., PROSSER G., SABATO L., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLA M. e TROPEANO M., 1997. *Tettonica quaternaria nell'area Bradanico-Ionica*. *Il Quaternario*, 10, 535-542.
- PONDRELLI S., MORELLI A., BOSCHI E., 1995. *Seismic deformation in the Mediterranean area estimated by moment tensor summation*. *Geophys. J. Int.*, 122, 938—952.
- PONDRELLI S., MORELLI A., EKSTROM G., 2004. *European-Mediterranean regional centroid-moment tensor catalog: solutions for years 2001 and 2002*. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* Volume 145, Issues 1-4, 30 July 2004, Pages 127-147
- PONDRELLI S., MORELLI A., EKSTROM G., MAZZA S., BOSCHI E., DZIEWONSKI A. M., 2002. *European-Mediterranean region centroid moment tensors: 1997-2002*. *Phys Earth Planet. Int.*, 130, 71-101.
- PONDRELLI S., SALIMBENI S., EKSTROM G., MORELLI A., GASPERINI P., VANNUCCI G., 2006. *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* Volume 159, Issues 3-4, December 2006, Pages 286-303.
- POSTPISCHL D., (Editor), 1985. *Atlas of isoseismal maps of the Italian earthquakes*. C.N.R., Quaderni de "La Ricerca Scientifica", 114 (2A), 164pp.
- RAGG S., GRASSO M., MULLER B., 1999. *Patterns of tectonic stress in Sicily from borehole breakout observations and finite element modeling*. *Tectonics*, 18, 669-685.
- RAY J., DONG D., ALTAMIMI Z., 2004. *IGS reference frames: status and future improvements*. *GPS Solutions*, 8(4), 251–266, doi:10.1007/s10291-004-0110-x.

- RIDENTE D., TRINCARDI F., 2002. *Late Pleistocene depositional cycles and syn-sedimentary Tectonics on the central and south Adriatic shelf*. Mem. Soc. Geol. It., 57, 517-526.
- RIDENTE D., TRINCARDI F., 2006. *Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy)*. Basin Research, v. 18, p. 171–188, doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00289.x.
- RIDENTE D., FRACASSI U., DI BUCCI D., TRINCARDI F., VALENSISE G., 2008. *Middle Pleistocene to Holocene activity of the Gondola Fault Zone (Southern Adriatic Foreland): deformation of a regional shear zone and seismotectonic implications*. Tectonophysics 453, 110-121, doi:10.1016/j.tecto.2007.05.009.
- ROYDEN L., PATACCA E., SCANDONE P., 1987. *Segmentation and configuration of subduction lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, 15, 714-717
- ROBERTS G.P., 2006. *Multi seismic cycle velocity and strain fields for an active normal fault system, central Italy*. Earth and Planetary Science Letters, 251, 44-51.
- ROBERTS G.P., 2007. *Fault orientation variations along the strike of active normal fault systems in Italy and Greece: Implications for predicting the orientations of subseismic-resolution faults in hydrocarbon reservoirs*. AAPG Bulletin, 91 (1), 1-20.
- ROBERTS G. P., MICHETTI A. M., 2004. *Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from The Lazio–Abruzzo Apennines, central Italy*. Journal of Structural Geology 26, 339–376.
- ROMAGNOLI G., CATALANO S., RIGANO A., TORRISI S., TORTORICI G., e TORTORICI L., 2008. *Tettonica estensionale quaternaria del Plateau Ibleo*. Rend. Online SGI, 1 (2008), Note Brevi, www.socgeol.it, 148-152, 3 figg.
- SANTORO E., 2010. *Deformazione recente e attiva (Pleistocene Medio – Olocene) nell'area costiera compresa tra la Sila e il Pollino (confine*

calabro-lucano): analisi integrata di tipo morfotettonico e strutturale.
Tesi di dottorato.

- SANTORO E., FERRANTI L., MONACO C., BURRATO P., MAZZELLA M.E., MORELLI D., 2010. *Uplift and folding of Pleistocene marine terraces along the Ionian Sea coast of northern Calabria: field analysis and model results.* Rendiconti online Soc. Geol. It., Vol. 10 (2010), 112-115.
- SANTORO E., MAZZELLA M.E., FERRANTI L., RANDISI A., NAPOLITANO E., RITTNER S., RADTKE U., 2009. *Raised coastal terraces along the Ionian Sea coast of northern Calabria, Italy, suggest space and time variability of tectonic uplift rates.* Quaternary International, **206**, 78–101.
- SAVAGE J. C., PRESCOTT W. H., 1978. *Asthenosphere adjustment and the earthquake cycle.* J. Geophys. Res., 83, 3369-3376.
- SCANDONE P., 1979. *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc.* Boll. Soc. Geol. Ital. 98, 27-34.
- SCANDONE P., GIUNTA G., LIGUORI V., 1974. *The connection between Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily.* Mem. Soc. Geol. It., 13, 317-323.
- SCARASCIA S., LOZEJ A., CASSINIS R., 1994. *Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian seas and adjacent onshore areas interpreted from wide-angle seismic profiles.* Boll. Geofis. Teor. Appl. 36, 5 – 19.
- SCHAFFRIN B., BOCK Y., 1988. *A unified scheme for processing GPS dual-band phase observations.* Bull. Géod., 62, 142-160.
- SCROCCA D., CARMINATI E., DOGLIONI C., 2005. *Deep structure of the Southern Apennines (Italy): thin-skinned or thick-skinned?* Tectonics 24, TC3005. doi: 10.1029/2004TC001634.
- SELLA G. F., DIXON T. H., MAO A., 2002. *REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy.* J. Geophys. Res. 107. doi: 10.1029/2000JB000033.

- SELLA M., TURCI C., RIVA A., 1988. *Sintesi geopetrolifera della Fossa Bradanica (avanfossa della catena appenninica meridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana 41, 87– 107.
- SELVAGGI G., 1998. *Spatial distribution of horizontal seismic strain in the Apennines from historical earthquakes*. Ann. Geofisica, 41, 241-251.
- SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G., GALVANI A., 2005. *Crustal velocity and strain rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and nonpermanent GPS networks*. Geophys. J. Int., 161, 861-880.
- SERPELLONI E., CASULA G., GALVANI A., ANZIDEI A., BALDI P., 2006. *Data analysis of permanent GPS networks in Italy and surrounding regions: application of a distributed processing approach*. Annals of geophysics, 49, (4/5), 897 – 928.
- 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 doi:10.1016/j.epsl.2010.08.005
- SERPELLONI E., VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., CASULA G., ANZIDEI M., BALDI P., GASPERINI P., 2007. *Kinematics of the Western Africa – Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data*. Geophys. J. Int., 169, 1180 – 1200.
- SERVA L., ESPOSITO E., GUERRIERI L., PORFIDO S., VITTORI E., COMERCI V., 2007. *Environmental effects from five historical earthquakes in southern Apennines (Italy) and macroseismic intensity assessment: Contribution to INQUA EEE Scale Project*. Quaternary International, 173-174, 30-44.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1900B). *Foglio 222 (Amendolara) della carta geologica d'Italia*. Rilevato dal 1888 al 1890 da E. Cortese.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009). *Foglio 535 (Trebisacce) della carta geologica d'Italia*.

- SPALLUTO L., PIERI P., RICCHETTI G., 2005. *Le facies carbonatiche di piattaforma interna del Promontorio del Gargano: Implicazioni paleomambientali e correlazioni con la coeva successione delle Murge (Italia meridionale, Puglia)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, v. 124, p. 675–690.
- TANSI C., MUTO F., CRITELLI S., IOVINE G., 2007. *Neogene–Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy)*. J. Geodyn. 43, 393–414.
- TONDI E., PICCARDI L., CACON S., KONTNY B., CELLO G., 2005. *Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata Fault (Gargano, southern Italy)*. Journal of Geodynamics 40, 134e152.
- TORELLI L., GRASSO M., MAZZOLDI G., PEIS D., 1998. *Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily)*. Tectonophysics, 298, 209-221.
- VALENSISE G., PANTOSTI D., 2001. *Database of potential sources for earthquakes larger than 5.5 in Italy*, Ann. Geofis., 44 (suppl. Al no. 4), pp. 175.
- VALENSISE G., PANTOSTI D., BASILI R., 2004. *Seismology and Tectonic Setting of the 2002 Molise, Italy, Earthquake*. Earthquake Spectra, 20, S1, 23-37.
- VAN DIJK J. P., BELLO M., BRANCALEONI G. P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C., ZERILLI A., 2000. *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics 324, 267–320.
- VEZZANI L., FESTA A., GHISSETTI F., 2009. *Geological-structural map of the central-southern Apennines (Italy)*. Scale 1:250.000. S.EL.CA. Firenze.
- VIGLIOTTI L., LANGENHEIM V.E., 1995. *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results*. Terra Nova, 7, 424-435.

- VITTORI E., SYLOS LABINI S., SERVA, L., 1991. *Palaeoseismology: review of the state of the art*. Tectonophysics, Volume 193, Issues 1-3, 1 July 1991, Pages 9-32.
 - YELLIN-DROR A., GRASSO M., BEN-AVRAHAM Z., TIBOR G., 1997. *The subsidence history of the northern Hyblean Plateau margin, Eastern Sicily*. Tectonophysics 282, 277–289.
 - WALKER J. F., 2010. *Mechanics of continental extension from Quaternary strain fields in the Italian Apennines*. PHD Thesis.
 - WARD S. N., 1994. *Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry*. Geophys. J. Int., 117, 441-452.
 - WESTAWAY R., 1992. *Seismic moment summation for historical earthquakes in Italy: tectonic implications*. J. Geophys. Res., 97, 15437-15464.
 - WESTAWAY R., 1993. *Quaternary uplift of Southern Italy*. Journal Geophysical Research 98, 21741– 21772.
 - WESTAWAY R., BRIDGLAND D., 2007. *Late Cenozoic uplift of southern Italy deduced from fluvial and marine sediments: coupling between surface processes and lower crustal flow*. Quat. Int. 175, 86–124.
 - WORKING GROUP CPTI, 2004. *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. Version 2004 (CPTI04), INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>.
 - ZIEGLER, P. A., 1988. *Evolution of the Arctic–North Atlantic and the western Tethys*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 43, 198 p.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S., VAN WEES J. D., 1995. *Dynamics of intra-plate compressional deformation. The Alpine foreland and other examples*. Tectonophysics 252, 7–59.

SITOGRAFIA

- DISS, <http://diss.rm.ingv.it/diss/>
 - HARVARD CMT CATALOGUE,
<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>
 - IGS, <http://igscb.jpl.nasa.gov>
 - ISIDE: <http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp>
 - MEDNET CMT CATALOGUE,
<http://mednet.ingv.it/events/QRCMT/Welcome.html>
 - SGI <http://www.socgeol.info/pozzi/index.asp>
 - MINISTERO DELLO SVILUPPO ECONOMICO,
<http://www.sviluppoeconomico.gov.it/>
 - PROGETTO VIDEPI,
<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/pozzi/dettaglio.asp?cod=48>
- [74](#)

APPENDICE 1

Codice	Nome Stazione	Inizio Sessione					Fine Sessione				
		Ant H	HtCod	Ant N	AntE	Recivitore Tipo	Vers	SwVer	Recevitore	Antenna Tipe	Dome
Frame di riferimento											
AJAC	Ajaccio	2000	022	0	0	0	2008	331	0	0	0
0	DHPAB	0	0	ASHTECH Z-XII3	CD00		9,2	471	ASH700 936A_M	NONE	127
AJAC	Ajaccio	2008	331	0	0	0	2009	131	0	0	0
0	DHPAB	0	0	LEICA GRX1200G GPRO	5,62		5,62	462582	LEIAT50 4GG	NONE	226
AJAC	Ajaccio	2009	131	0	0	0	0.00	999	0	0	0
0	DHPAB	0	0	LEICA GRX1200G GPRO	7,5		7,5	462582	LEIAT50 4GG	NONE	226
CAGL	Cagliari - Astro	1995	97	0	0	0	2001	192	0	0	0
0,045	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8100	2,8,32,1		2,8	159	AOAD/M_T	NONE	453
CAGL	Cagliari - Astro	2001	192	0	0	0	2004	0.00	0	0	0
0,045	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	Nav 7,19 Sig	3,04	7,19	32256	TRM296 59,00	NONE	398 81
CAGL	Cagliari - Astro	2004	62	0	0	0	9999	0.00	0	0	0
0,045	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4700	Nav 1,20 Sig	0	1,2	4579	TRM296 59,00	NONE	398 81
GRAS	Observatoire de	1995	53	0	0	0	1996	277	0	0	0
0,035	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8100	V2,8		2,8	146	AOAD/M_T	NONE	469
GRAS	Observatoire de	1996	277	0	0	0	2003	113	0	0	0
0,035	DHPAB	0	0	ROGUE	3,2,32		3,2	242	AOAD/	NONE	219

				SNR-12 RM	,9				M_T		
GRAS	Observatoire de	2003	113	0	0	0	0.00	26	0	0	0
0,035	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,29		7,29	26990	TRM296 59,00	NONE	220 256
GRAS	Observatoire de	2004	26	0	0	0	2004	295	9	0	0
0,035	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,19A		7,19	26990	TRM296 59,00	NONE	220 256
GRAS	Observatoire de	2004	295	9	0	0	2007	123	8	0	0
0,035	DHPAB	0	0	ASHTECH UZ-12	CN00-1A01		-----	4030	ASH701 945E_M	NONE	242 22
GRAS	Observatoire de	2007	123	8	0	0	2007	134	9	37	0
0,035	DHPAB	0	0	ASHTECH UZ-12	CN00-1A01		-----	8024	ASH701 945E_M	NONE	242 22
GRAS	Observatoire de	2007	134	9	37	0	9999	999	0	0	0
0,035	DHPAB	0	0	ASHTECH UZ-12	CN00-1A01		-----	48002	ASH701 945E_M	NONE	242 22
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.992	164	12	0	0	1992	349	14	18	0
2,068	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8C	7,00,1/4,2		7	CR 320	AOAD/ M_B	NONE	128
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.992	349	14	18	0	0.00	339	11	10	0
2,068	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8C	7,3		7,3	CR 320	AOAD/ M_B	NONE	128
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.993	339	11	10	0	0.00	164	14	0	0
2,068	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8C	7,4		7,4	CR 320	AOAD/ M_B	NONE	128
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.996	164	14	0	0	1996	177	14	0	0
1,964	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8000	Meenix 7,8		7,8	T-351	AOAD/ M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.996	177	14	0	0	1997	252	12	51	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE	Meenix 7,8		7,8	T 351	AOAD/ M_T	NONE	457

				SNR-8000					M_T		
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.997	252	12	51	0	1998	159	18	29	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8000	Meenix 7,8		7,8	T 393	AOAD/M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.998	159	18	29	0	1999	167	13	0	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8000	Meenix 7,8		7,8	T 351	AOAD/M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.999	167	13	0	0	1999	197	13	0	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8000	Meenix 7,8		7,8	T 351	AOAD/M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	1.999	197	13	0	0	2000	131	13	0	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8000	3,2,32,9		3,2	T 351	AOAD/M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.000	131	13	0	0	2000	183	8	0	0
1,964	DHPAB	0	0	AOA SNR-8000 ACT	3,3,32,3		3,3	T 408U	AOAD/M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.000	183	8	0	0	2001	127	8	0	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8000	3,2,32,9		3,2	T 351	AOAD/M_T	NONE	457
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.001	127	8	0	0	2001	127	17	58	0
1,964	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8000	3,2,32,9		3,2	T 351	ASH701 945C_M	NONE	117 01
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.001	127	17	58	0	2001	152	0	0	0
1,964	DHPAB	0	0	ASHTech UZ-12	UNKNOWN		-----	11108	ASH701 945C_M	NONE	117 01
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.001	152	0	0	0	2005	76	10	0	0
1,964	DHPAB	0	0	ASHTech	CJ00		-----	11108	ASH701	NONE	117

				UZ-12					945C_M		01
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.005	76	10	0	0	2005	81	10	50	0
1,964	DHPAB	0	0	TRIMBLE NETRS	NETRS 1,1-1		----	28748	ASH701 945C_M	NONE	117 01
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.005	81	10	50	0	2005	306	12	9	0
1,964	DHPAB	0	0	TRIMBLE NETRS	NETRS 1,1-1		----	28748	TRM296 59,00	NONE	173 810
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.005	306	12	9	0	2005	349	10	45	0
1,964	DHPAB	0	0	TRIMBLE NETRS	NETRS 1,1-1		----	28748	TRM296 59,00	NONE	916 37
GRAZ	Graz-Lustbuehel	2.005	349	10	45	0	9999	999	0	0	0
1,964	DHPAB	0	0	TRIMBLE NETRS	NETRS 1,1-3		----	28748	TRM296 59,00	NONE	916 37
LAMP	Lampedusa - Capi	1999	84	0	0	0	0.00	88	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,29		7,29	21521	TRM296 59,00	NONE	117 25
LAMP	Lampedusa - Capi	2001	88	0	0	0	9999	0.00	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4700	Nav 1,20 Sig	0	1,2	4578	TRM296 59,00	NONE	117 25
MATE	Matera	1991	1	0	0	0	0.00	106	0	0	0
0	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8	5,6		5,6	R 118	----- ----	----	----- -
MATE	Matera	1991	106	0	0	0	0.00	97	0	0	0
0,135	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8	5,6		5,6	R 118	AOAD/ M_B	NONE	112
MATE	Matera	1992	97	0	0	0	0.00	148	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0.00	0	0	0	0
MATE	Matera	1992	148	0	0	0	0.00	39	0	0	0
0,135	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8	7		7	R 118	AOAD/ M_B	NONE	112
MATE	Matera	1993	39	0	0	0	0.00	152	0	0	0
0,135	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8	7,3		7,3	R 118	AOAD/ M_B	NONE	112

MATE	Materna	1993	152	0	0	0	0.00	298	0	0	0
0,135	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8	7,4		7,4	R 118	AOAD/ M_B	NONE	112
MATE	Materna	1993	298	0	0	0	0.00	158	0	0	0
0,135	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8	7,5		7,5	R 118	AOAD/ M_B	NONE	112
MATE	Materna	1994	158	0	0	0	0.00	191	0	0	0
0,135	DHBCR	0	0	ROGUE SNR-8	7,8		7,8	R 118	AOAD/ M_B	NONE	112
MATE	Materna	1996	191	0	0	0	1999	169	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8100	3,2,32 ,1		3,2	157	AOAD/ M_T	NONE	331
MATE	Materna	1999	169	0	0	0	1999	268	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,29 / 3,07		7,29	21580	TRM296 59,00	NONE	105 16
MATE	Materna	1999	268	0	0	0	2001	0.00	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	Nav 7,19 Sig	3,04	7,19	32086	TRM296 59,00	NONE	105 16
MATE	Materna	2001	268	0	0	0	2004	0.00	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	Nav 7,19 Sig	3,04	7,19	32086	TRM296 59,00	NONE	105 16
MATE	Materna	2004	110	0	0	0	2008	0.00	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	Nav 7,29 Sig	3,07	7,29	21438	TRM296 59,00	NONE	105 16
MATE	Materna	2008	326	0	0	0	0.00	329	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	LEICA GRX1200G GPRO	6,02		6,02	35589 3	TRM296 59,00	NONE	105 16
MATE	Materna	2008	329	0	0	0	0.00	125	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	LEICA GRX1200G GPRO	6,02		6,02	35589 3	LEIAT50 4GG	NONE	200 668
MATE	Materna	2009	125	0	0	0	2009	261	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	LEICA GRX1200G GPRO	7,50/3,017		7,5	35589 3	LEIAT50 4GG	NONE	200 668
MATE	Materna	2009	261	0	0	0	9999	999	0	0	0
0,101	DHPAB	0	0	LEICA GRX1200G GPRO	7,53/3,017		7,53	35589 3	LEIAT50 4GG	NONE	200 668
MEDI	Medicina	1995	209	0	0	0	2001	93	0	0	0

	(BO)										
0	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8100	3,2,32 ,1		3,2	153	AOAD/ M_T	NONE	450
MEDI	Medicina (BO)	2001	93	0	0	0	9999	0.00	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	Nav 7,29 Sig	3,07	7,29	22774	TRM296 59,00	NONE	276 55
NOTO	Noto - Radioast r	1995	33	0	0	0	1998	211	0	0	0
0	DHPAB	0	0	ROGUE SNR-8100	2,8,32 ,1		2,8	149	AOAD/ M_T	NONE	447
NOTO	Noto - Radioast r	1998	211	0	0	0	0.00	999	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,27		7,27	21577	TRM296 59,00	NONE	117 24
NOT1	Noto- Radioast ron	2000	259	0	0	0	9999	0.00	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	Nav 7,29 Sig	3,07	7,29	21577	TRM296 59,00	NONE	117 24
ZIMM	Zimmer wald L+T 8	1993	1	0	0	0	1993	121	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SST	4,64		4,64	1934	TRM145 32,00	-----	174 98
ZIMM	Zimmer wald L+T 8	1993	121	0	0	0	0.00	218	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSE	6,12		6,12	3310A 02691	TRM145 32,00	NONE	331 1A6 7
ZIMM	Zimmer wald L+T 8	1997	218	0	0	0	0.00	310	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,25		7,25	3310A 02691	TRM145 32,00	NONE	331 1A6 7
ZIMM	Zimmer wald L+T 8	1998	310	0	0	0	0.00	183	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE	7,25		7,25	3310A	TRM296	NONE	993

				4000SSI				02691	59,00		90
ZIMM	Zimmerwald L+T 8	1999	183	0	0	0	0,00	228	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,25		7,25	3310A 02691	TRM296 59,00	NONE	993 90
ZIMM	Zimmerwald L+T 8	1999	228	0	0	0	0,00	224	14	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4000SSI	7,29		7,29	3310A 02691	TRM296 59,00	NONE	993 90
ZIMM	Zimmerwald L+T 8	2003	224	14	0	0	2006	53	14	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE 4700	Nav 1,30 /	Boot 1	1,3	20224 769	TRM296 59,00	NONE	993 90
ZIMM	Zimmerwald L+T 8	2006	53	14	0	0	2008	92	14	10	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE NETRS	Nav 1,15 /	Boot 1	1,15	4,53E +09	TRM296 59,00	NONE	993 90
ZIMM	Zimmerwald L+T 8	2008	92	14	10	0	9999	999	0	0	0
0	DHPAB	0	0	TRIMBLE NETRS	Nav 1,20		1,2	4,53E +09	TRM296 59,00	NONE	993 90
Stationinfo-2008											
ACRE	ACRE	20 08	254	17	0	0	20 08	254	23	59	45
1,287	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ACRE	ACRE	20 08	255	0	0	0	20 08	255	16	0	15
1,287	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ACRI	ACRI	20 08	252	16	21	0	20 08	252	23	59	45
1,117	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ACRI	ACRI	20 08	253	0	0	0	20 08	253	16	0	30
1,117	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ALBI	ALBI	20	251	9	20	45	20	251	23	59	45

		08					08				
0,802	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ALBI	ALBI	20 08	252	0	0	0	20 08	252	8	1	15
0,802	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ANDR	ANDR	20 08	246	16	0	15	20 08	246	23	59	45
1,06	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ANDR	ANDR	20 08	247	0	0	0	20 08	247	16	0	15
1,06	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ANTO	ANTO	20 08	251	8	12	0	20 08	253	23	59	45
1,005	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ACQ1	ACQ1	20 08	246	16	0	30	20 08	246	23	59	45
1,106	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
ACQ1	ACQ1	20 08	247	0	0	0	20 08	247	16	17	15
1,106	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
BAGN	BAGN	20 08	248	8	1	15	20 08	248	23	59	45
1,296	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
BAGN	BAGN	20 08	249	0	0	0	20 08	249	8	3	45
1,296	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
BELM	BELM	20 08	256	8	32	0	20 08	256	23	59	45
1,14	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
BELM	BELM	20 08	257	0	0	0	20 08	257	8	0	0
1,14	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CAMP	CAMP	20 08	245	8	37	30	20 08	245	23	59	45

0,815	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CAMP	CAMP	20 08	246	0	0	0	20 08	246	8	0	15
0,815	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CAPO	CAPO	20 08	254	16	13	0	20 08	254	23	59	45
1,177	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CAPO	CAPO	20 08	255	0	0	0	20 08	255	16	1	30
1,177	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CARM	CARM	20 08	249	15	57	15	20 08	249	23	59	45
0,867	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CARM	CARM	20 08	250	0	0	0	20 08	250	16	1	15
0,867	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CASA	CASA	20 08	254	16	0	15	20 08	254	23	59	45
1,207	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CASA	CASA	20 08	255	0	0	0	20 08	255	16	0	15
1,207	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CASS	CASS	20 08	252	16	0	30	20 08	252	23	59	45
1,195	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CASS	CASS	20 08	253	0	0	0	20 08	253	16	0	15
1,195	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CATE	CATE	20 08	256	8	0	30	20 08	256	23	59	45
1,117	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstif2:
CATE	CATE	20 08	257	0	0	0	20 08	257	8	0	15
1,117	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50	UNKN	msti

							2		4		nf2:
CECI	CECI	20 08	252	15	45	45	20 08	252	23	59	45
0,441	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CECI	CECI	20 08	253	0	0	0	20 08	253	16	2	30
0,441	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CICL	CICL	20 08	245	10	13	30	20 08	245	23	59	45
0,947	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CICL	CICL	20 08	246	0	0	0	20 08	246	8	2	15
0,947	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
COLO	COLO	20 08	251	8	57	45	20 08	251	23	59	45
1,25	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
COLO	COLO	20 08	252	0	0	0	20 08	252	8	5	0
1,25	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CRAC	CRAC	20 08	251	7	55	45	20 08	251	23	59	45
0,992	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CRAC	CRAC	20 08	252	0	0	0	20 08	252	8	1	15
0,992	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CRST	CRST	20 08	256	8	4	30	20 08	256	23	59	45
1,176	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
CRST	CRST	20 08	257	0	0	45	20 08	257	8	7	15
1,176	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
DONG	DONG	20 08	248	8	24	30	20 08	248	23	59	45
0,812	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:

	DONG	20 08	249	0		0	0	20 08	249	8	0	15
0,812	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	ELIO	20 08	246	15	49	30	20 08	246	23	59	45	
0,969	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	ELIO	20 08	247	0	0	0	20 08	247	16	0	15	
0,969	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	FALC	20 08	245	10	29	30	20 08	245	23	59	45	
1,215	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	FALC	20 08	246	0	0	0	20 08	246	8	4	0	
1,215	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	FROS	20 08	245	9	2	0	20 08	245	23	59	45	
0,709	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	FROS	20 08	246	0	0	0	20 08	246	8	2	45	
0,709	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	GENU	20 08	256	15	29	45	20 08	256	23	59	45	
0,61	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	GENU	20 08	257	0	0	0	20 08	257	8	2	0	
0,61	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	GIUL	20 08	248	8	0	45	20 08	248	23	59	45	
0,568	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	GIUL	20 08	249	0	0	0	20 08	249	8	1	30	
0,568	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:	
	GRAN	20	248	8	40	0	20	248	23	59	45	

		08					08				
1,195	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
GRAN	GRAN	20 08	249	0	0	0	20 08	249	8	4	15
1,195	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
GRAT	GRAT	20 08	256	8	0	30	20 08	256	23	59	45
0,941	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
GRAT	GRAT	20 08	257	0	0	0	20 08	257	8	0	15
0,941	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2352	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
GRUM	GRUM	20 08	249	15	45	30	20 08	249	23	59	45
0,745	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
GRUM	GRUM	20 08	250	0	0	0	20 08	250	16	1	15
0,745	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
JUDI	JUDI	20 08	254	16	0	30	20 08	254	23	59	45
1,175	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
JUDI	JUDI	20 08	255	0	0	0	20 08	255	16	0	30
1,175	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
LASE	LASE	20 08	246	16	48	0	20 08	246	23	59	45
1,267	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
LASE	LASE	20 08	247	0	0	0	20 08	247	16	0	30
1,267	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
LONG	LONG	20 08	245	8	45	45	20 08	245	23	59	45
1,179	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstifnf2:
LONG	LONG	20 08	246	0	0	0	20 08	246	8	47	45

1,179	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
LUZX	LUZX	20 08	252	16	0	30	20 08	252	23	59	45
1,127	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
LUZX	LUZX	20 08	253	0	0	0	20 08	253	16	0	15
1,127	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MAUR	MAUR	20 08	245	8	48	30	20 08	245	23	59	45
1,177	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MAUR	MAUR	20 08	246	0	0	0	20 08	246	8	10	60
1,177	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MEZZ	MEZZ	20 08	249	15	52	45	20 08	249	23	59	45
1,137	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MEZZ	MEZZ	20 08	250	0	0	0	20 08	250	16	0	15
1,137	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MILA	MILA	20 08	254	15	45	30	20 08	254	23	59	45
0,531	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MILA	MILA	20 08	255	0	0	0	20 08	255	16	2	60
0,531	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MILI	MILI	20 08	254	15	48	15	20 08	254	23	59	45
0,781	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MILI	MILI	20 08	255	0	0	0	20 08	255	16	4	15
0,781	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	mstifn2:
MON O	MONO	20 08	251	7	58	30	20 08	251	23	59	45
1,067	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50	UNKN	msti

									4		nf2:
MON O	MONO	20 08	252	0	0	0	20 08	252	8	0	15
1,067	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
OLIV	OLIV	20 08	251	8	0	30	20 08	251	23	59	45
1,16	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
OLIV	OLIV	20 08	252	0	0	0	20 08	252	8	0	45
1,16	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
RUIN	ARBU	20 08	258	10	55	15	20 08	258	17	18	30
0,812	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	0	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
SERB	SERB	20 08	246	17	5	30	20 08	246	23	59	45
0,815	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
SERB	SERB	20 08	247	0	0	0	20 08	247	16	4	15
0,815	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
SERR	SERR	20 08	252	16	1	15	20 08	252	23	59	45
0,802	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
SERR	SERR	20 08	253	0	0	0	20 08	253	16	0	15
0,802	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
SVIT	SVIT	20 08	246	15	55	15	20 08	246	23	59	45
0,945	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
SVIT	SVIT	20 08	247	0	0	0	20 08	247	16	1	45
0,945	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TEUL	TEUL	20 08	258	10	43	0	20 08	258	23	59	45
1,135	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:

TEUL	TEUL	20 08	259	0	0	0	20 08	259	8	0	15
1,135	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TIMP	TIMP	20 08	252	15	54	15	20 08	252	23	59	45
1,046	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TIMP	TIMP	20 08	253	0	0	0	20 08	253	16	2	15
1,046	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TOBE	TOBE	20 08	248	7	50	45	20 08	248	23	59	45
0,761	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TOBE	TOBE	20 08	249	0	0	0	20 08	249	8	0	30
0,761	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	503	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TRIO	TRIO	20 08	256	7	56	30	20 08	256	23	59	45
0,825	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
TRIO	TRIO	20 08	257	0	0	0	20 08	257	8	1	15
0,825	DHARP	0	0	LEICA	SR530	5	5	5001	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
URPI	URPI	20 08	258	9	1	45	20 08	258	23	59	45
1,026	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
URPI	URPI	20 08	259	0	0	0	20 08	259	8	0	15
1,026	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2352	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
VAIA	VAIA	20 08	249	16	0	30	20 08	249	23	59	45
0,977	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
VAIA	VAIA	20 08	250	0	0	0	20 08	250	16	0	15
0,977	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4, 2	2350	LEIAT50 4	UNKN	msti nf2:
VIPU	VIPU	20	258	11	21	30	20	258	23	59	45

		08					08				
1,205	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstinf2:
VIPU	VIPU	20 08	259	0	0	0	20 08	259	8	0	15
1,205	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	2350	LEIAT50 4	UNKN	mstinf2:
VISI	VISI	20 08	258	10	36	30	20 08	258	23	59	45
0,932	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstinf2:
VISI	VISI	20 08	259	0	0	0	20 08	259	8	0	15
0,932	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstinf2:
VOLX	VOLX	20 08	249	16	34	0	20 08	249	23	59	45
1,13	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstinf2:
VOLX	VOLX	20 08	250	0	0	0	20 08	250	16	4	15
1,13	DHARP	0	0	LEICA	SR530	4,2	4,2	REF1	LEIAT50 4	UNKN	mstinf2:
Stationinfo-2010											
CECI	CECI	20 10	267	0	0	0	20 10	267	23	59	59
4,409 72222 2	DHARP	0.0 00 0	0.00 00	LEICA	GX12 30+	7.50	7. 50	48063 7	LEIAX12 02	NONE	
CECI	CECI	20 10	268	0	0	0	20 10	268	23	59	59
4,097 22222 2	DHARP	0.0 00 0	0.00 00	LEICA	GX12 30+	7.50	7. 50	48063 7	LEIAX12 02	NONE	
OLIV	OLIV	20 10	265	0	0	0	20 10	265	23	59	59
	11.880	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GX1230+	7. 50	7.50	480637	LEIAX 1202	NO NE
OLIV	OLIV	20 10	266	0	0	0	20 10	266	23	59	59
	12.090	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GX1230+	7. 50	7.50	480637	LEIAX 1202	NO NE

COLO	COLO	20 10	263	0	0	0	20 10	263	23	59	59
	13.410	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GX1230+	7. 50	7.50	480637	LEIAX 1202	NO NE
COLO	COLO	20 10	264	0	0	0	20 10	264	23	59	59
	12.970	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GX1230+	7. 50	7.50	480637	LEIAX 1202	NO NE
TIMP	TIMP	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.319	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
ALBI	ALBI	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.319	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
ANTO	ANTO	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.359	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
CRAC	CRAC	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.319	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
ANDR	ANDR	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.319	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
JUDI	JUDI	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.208	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
CRST	CRST	20 10	260	0	0	0	20 10	290	23	59	59
	12.309	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE

CASS	CASS	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.359	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
ACRI	ACRI	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.430	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
SERR	SERR	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.359	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
VAIA	VAIA	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.390	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
MEZZ	MEZZ	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.309	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
GRUM	GRUM	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
LENT	LENT	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.248	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
VOLX	VOLX	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.248	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
CARM	CARM	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.288	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE

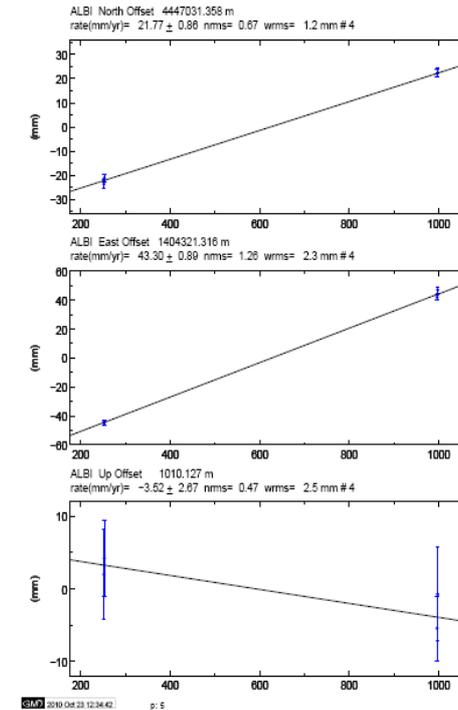
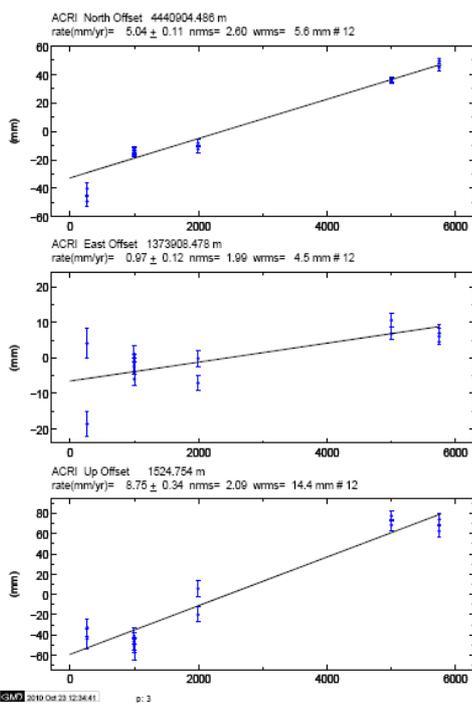
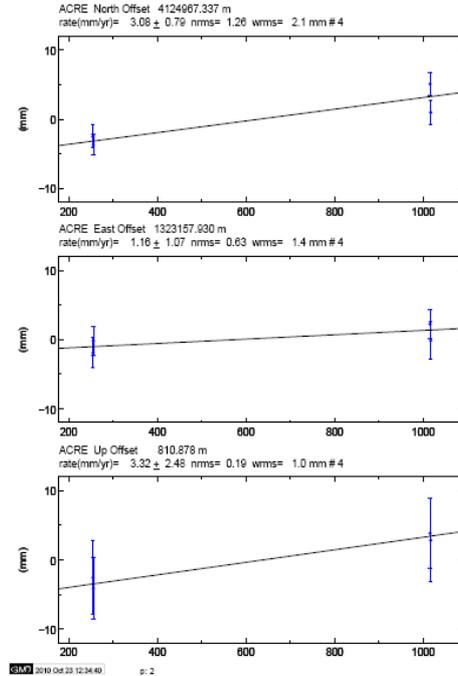
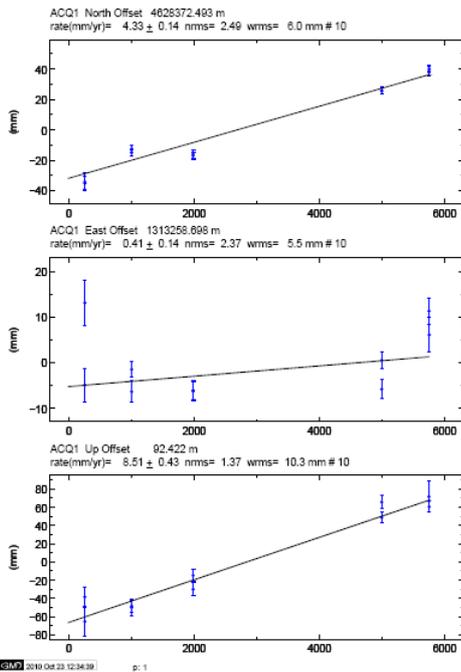
GRAN	GRAN	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
SERB	SERB	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.349	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
DONG	DONG	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.339	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
GIUL	GIUL	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.359	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
MAUR	MAUR	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
CICL	CICL	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
LASE	LASE	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.632	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
ACQ1	ACQ1	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
LONG	LONG	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.349	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE

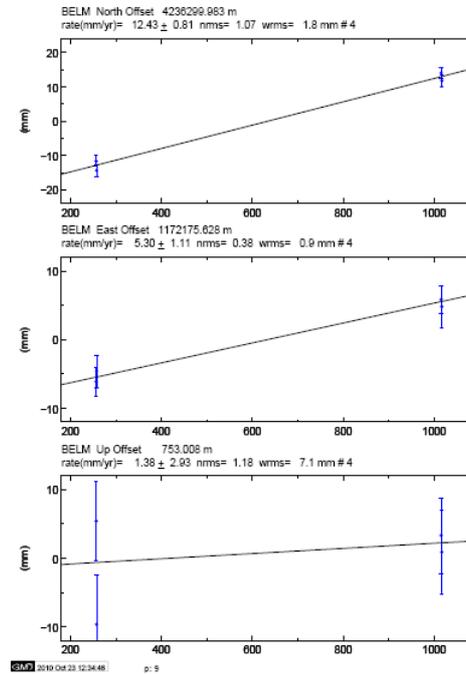
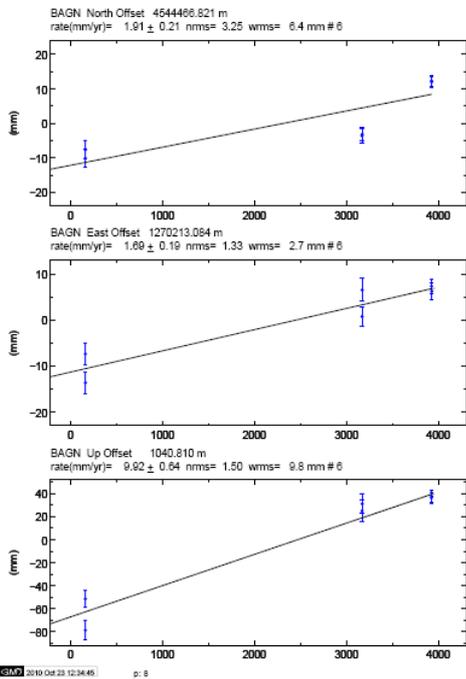
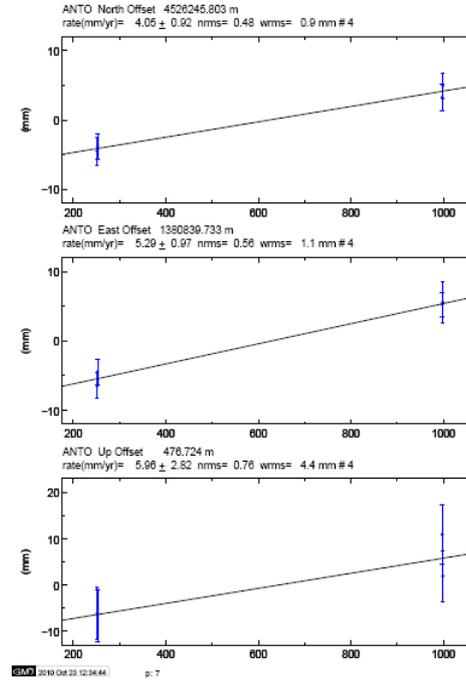
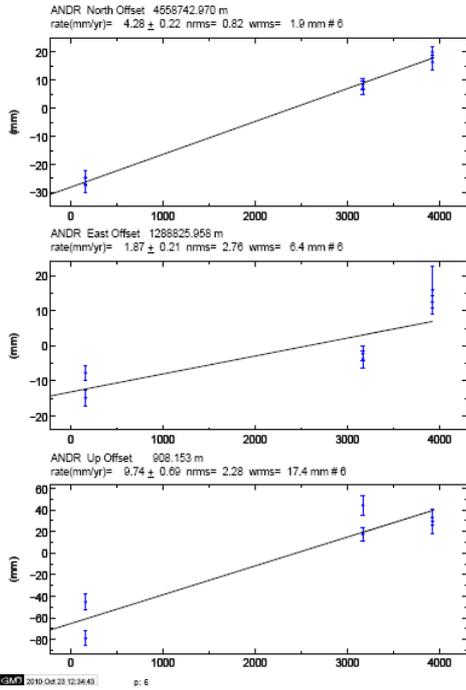
ELIO	ELIO	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.319	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
FROS	FROS	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
LASE	LASE	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.632	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
MON O	MONO	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.339	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
BAGN	BAGN	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
TOBE	TOBE	20 10	260	0	0	0	20 10	277	23	59	59
	12.481	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
TOBE	TOBE	20 10	279	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.561	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
CAMP	CAMP	20 10	272	0	0	0	20 10	272	23	59	59
	12.632	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
CAMP	CAMP	20 10	273	0	0	0	20 10	273	23	59	59
	12.410	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE

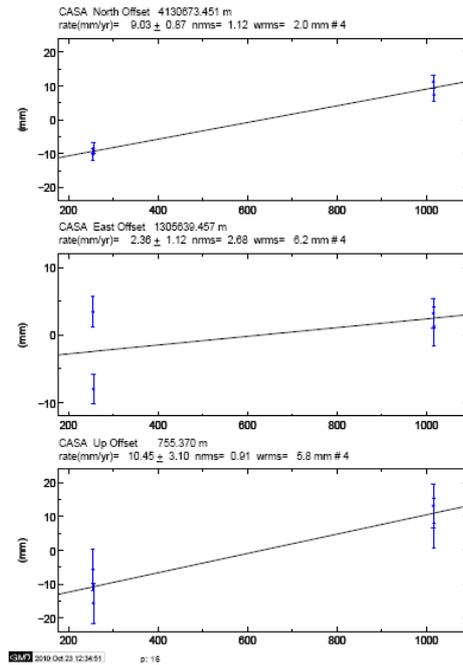
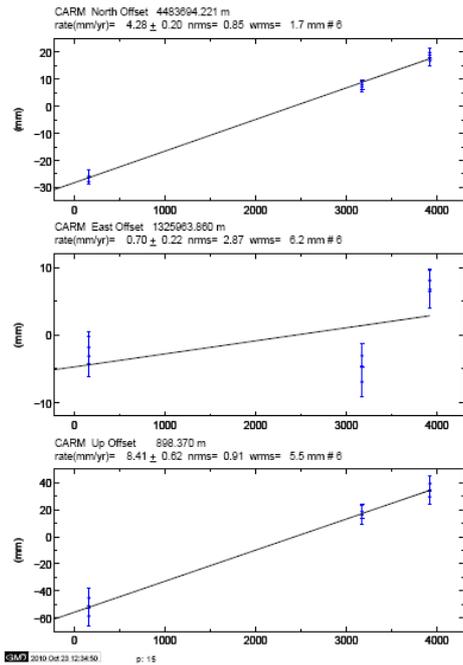
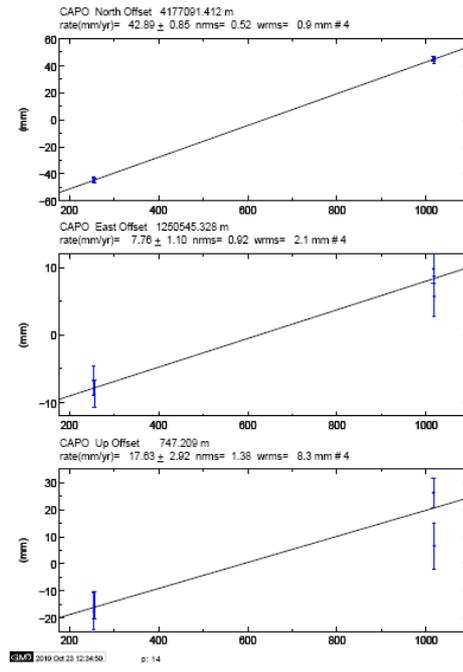
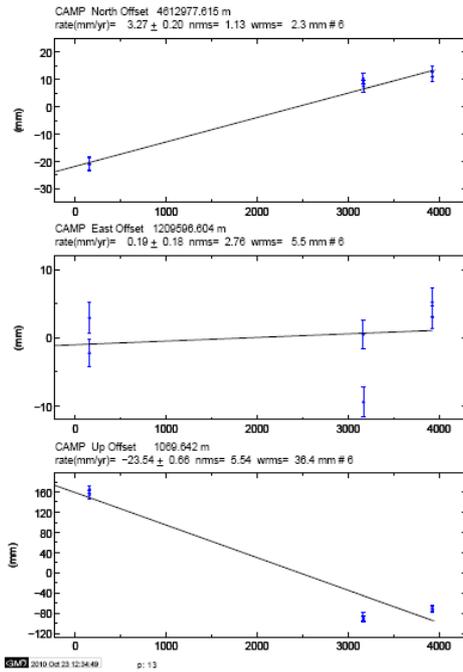
FALC	FALC	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.359	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
ACRE	ACRE	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.541	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
BELM	BELM	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
CASA	CASA	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.349	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
MILI	MILI	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.339	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
CAPO	CAPO	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.390	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
GENU	GENU	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.369	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
GRAT	GRAT	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.349	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
SVIT	SVIT	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE

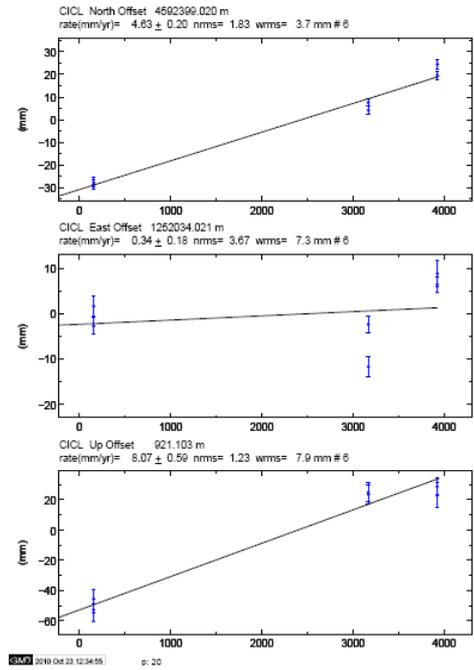
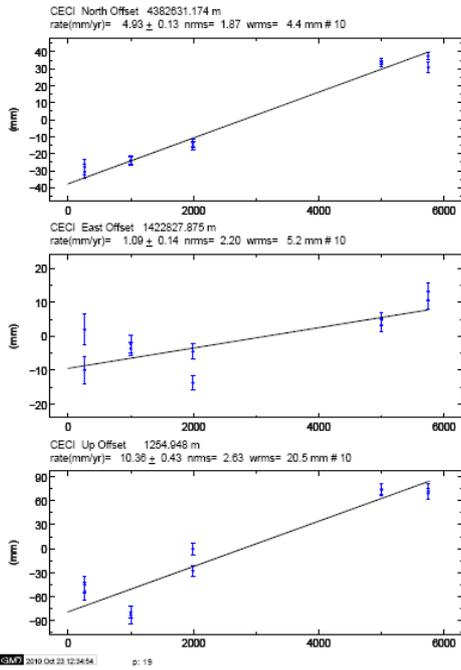
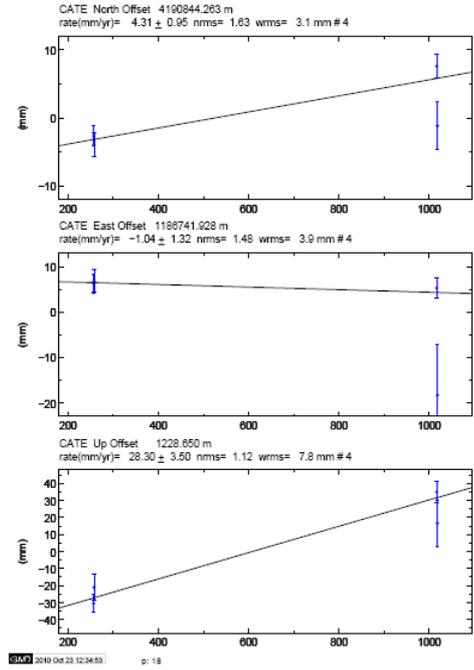
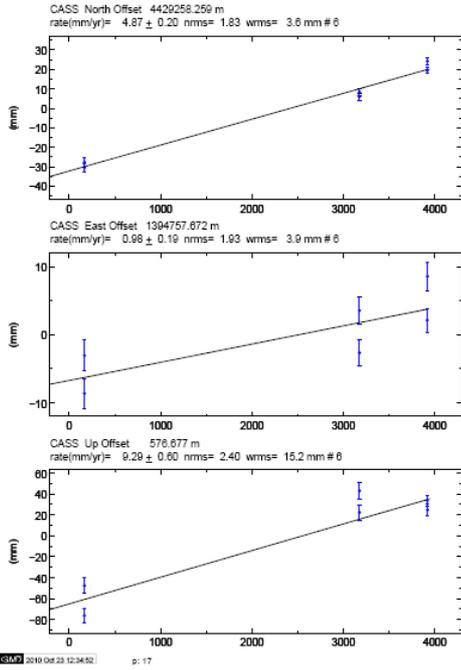
SVIT	SVIT	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.329	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
TRIO	TRIO	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	12.764	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504	NO NE
LUZX	LUXZ	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	13.561	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE
CATE	CATE	20 10	260	0	0	0	20 10	300	23	59	59
	13.016	DH AR P	0.00 00	0.0000	LEICA	GRX1200 GGPRO	6. 02	6.02	480637	LEIAT 504G G	NO NE

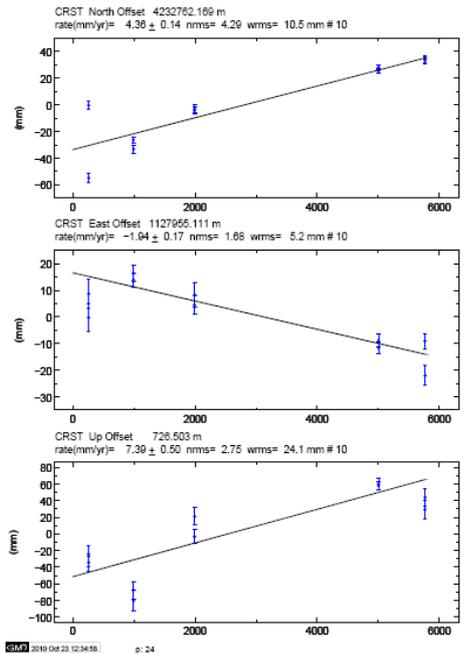
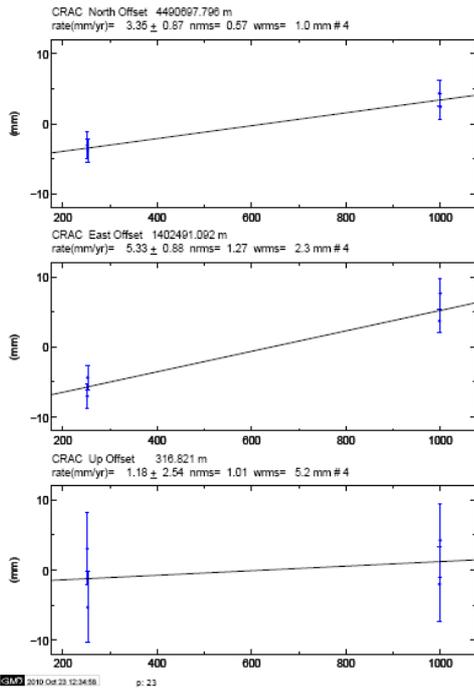
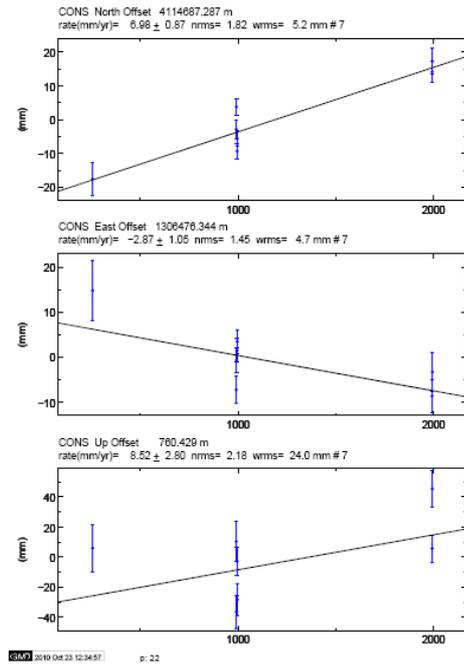
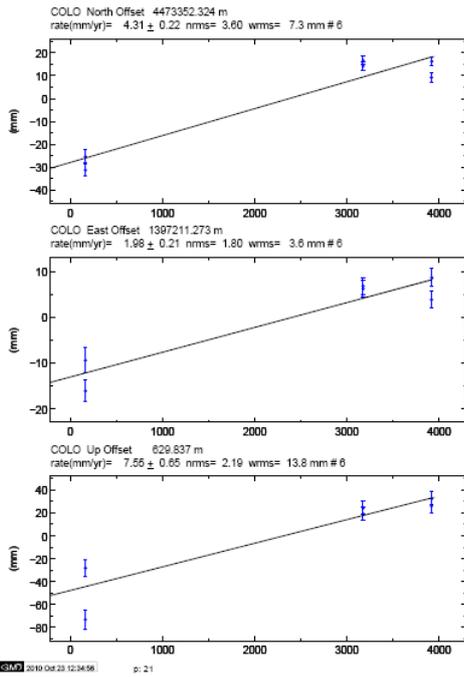
APPENDICE 2

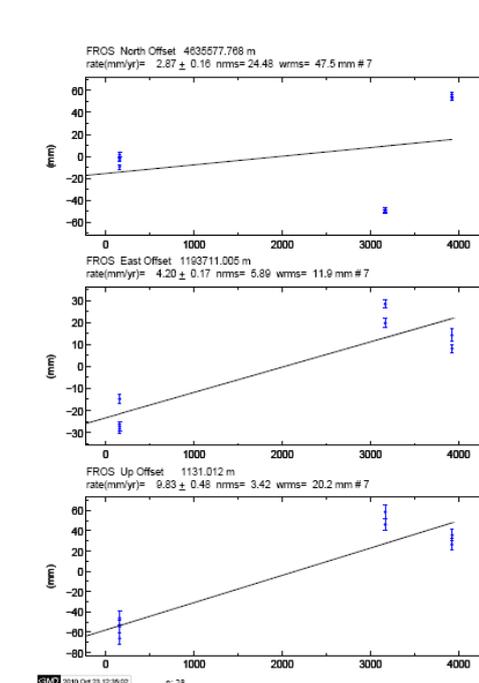
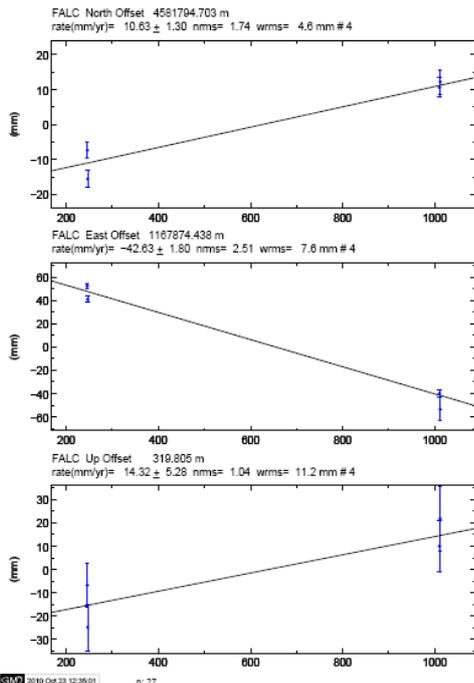
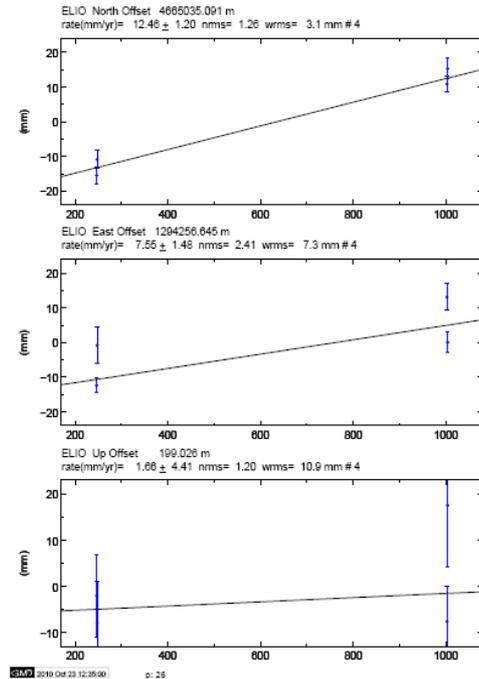
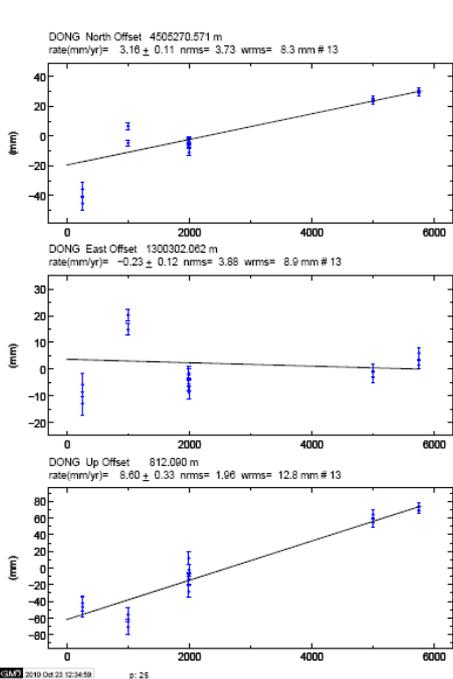


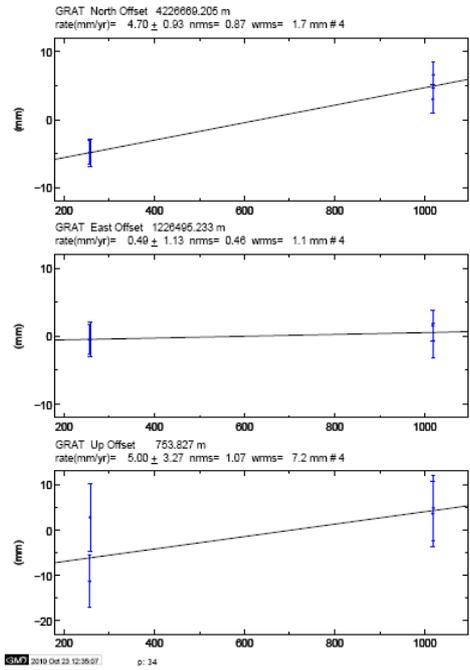
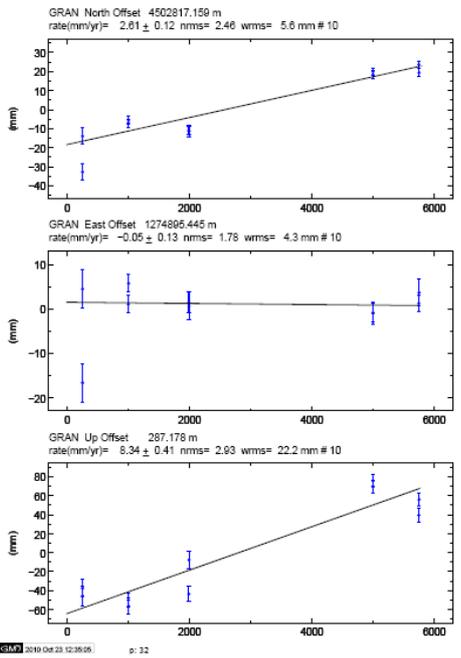
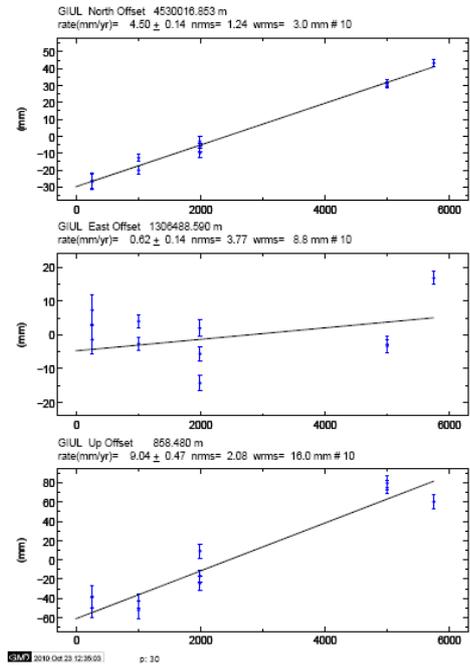
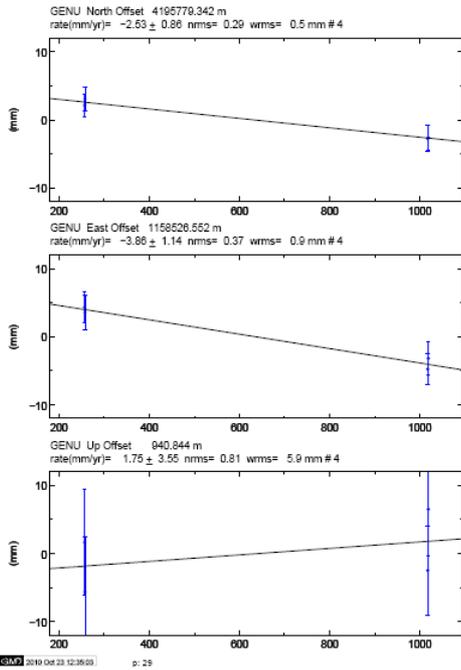


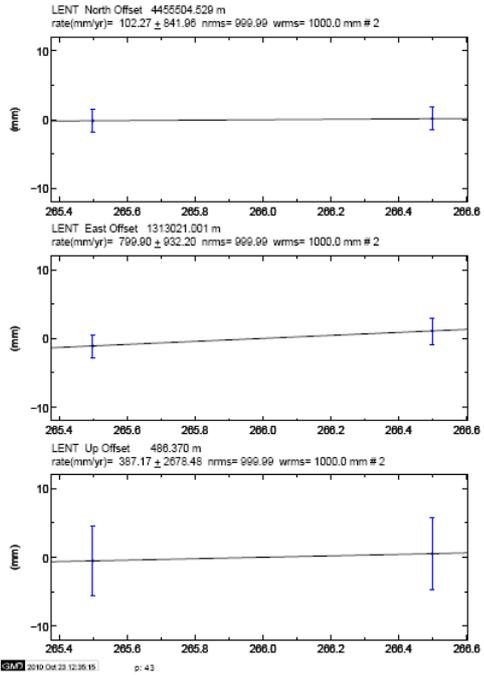
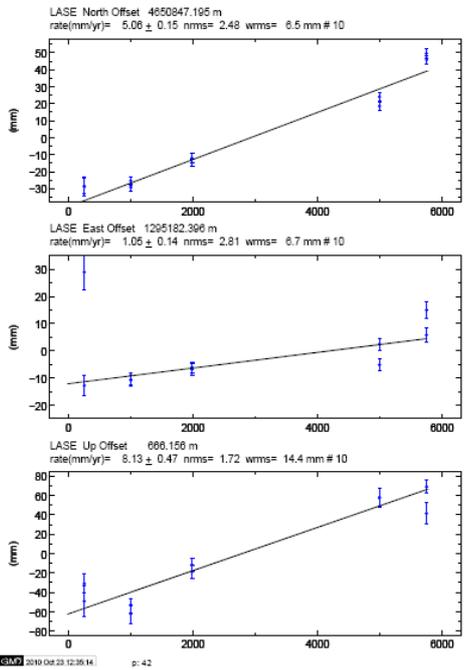
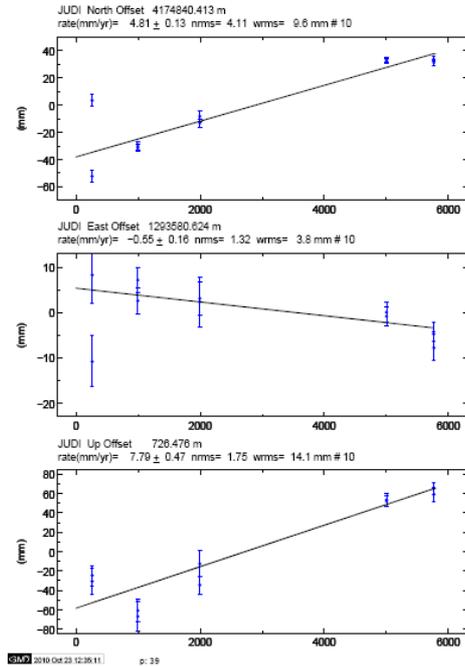
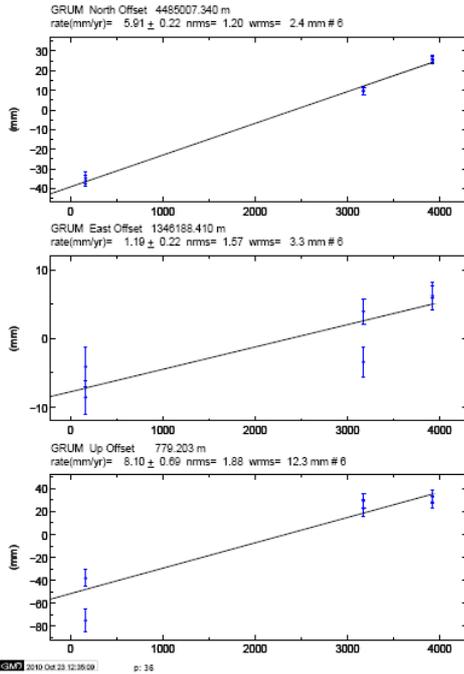


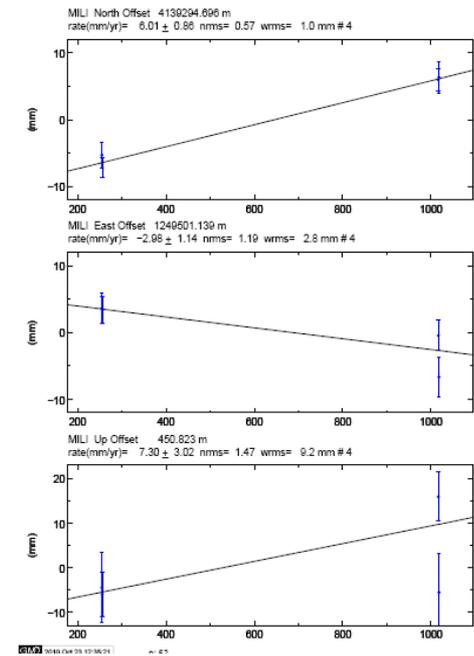
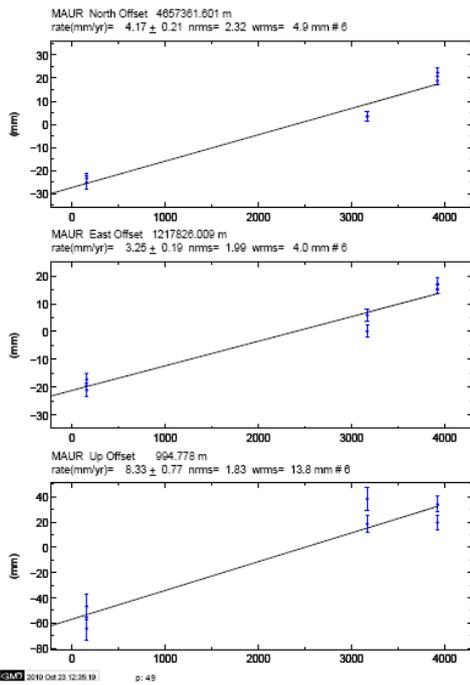
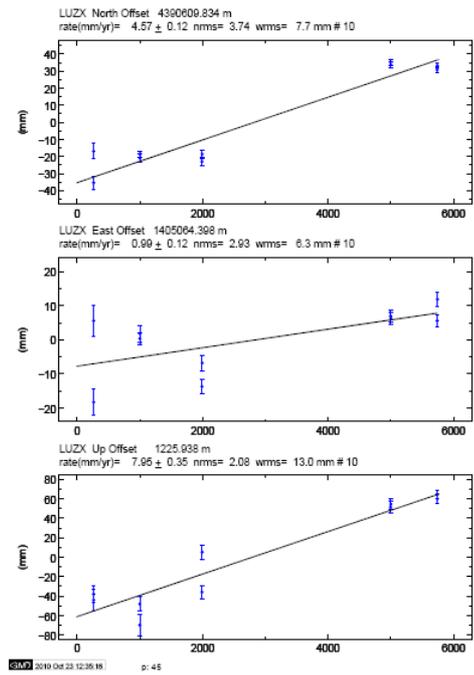
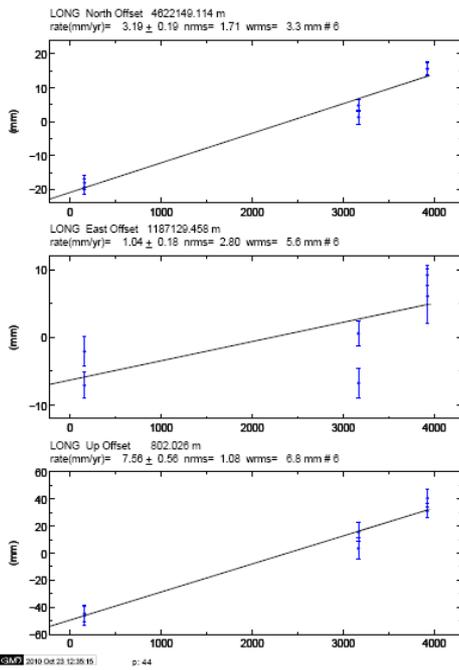


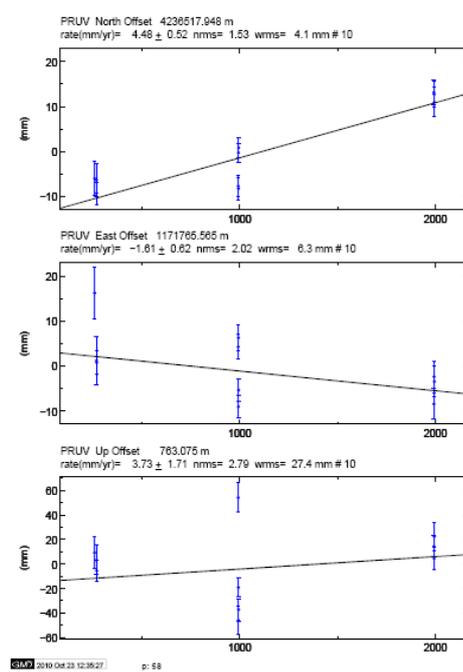
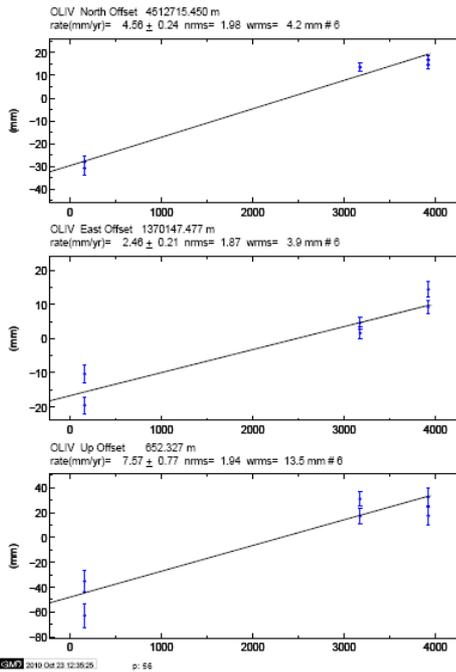
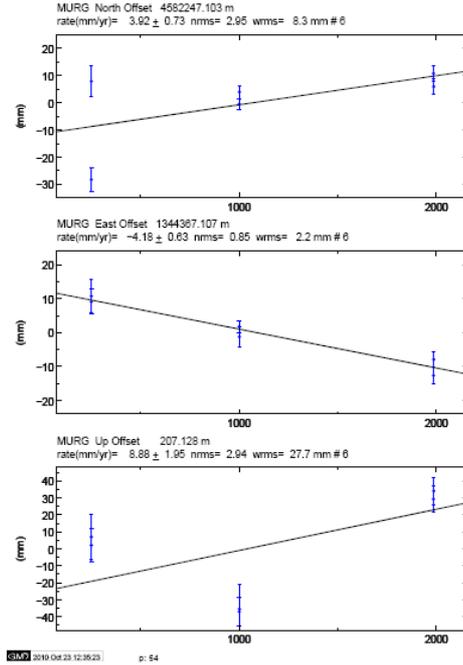
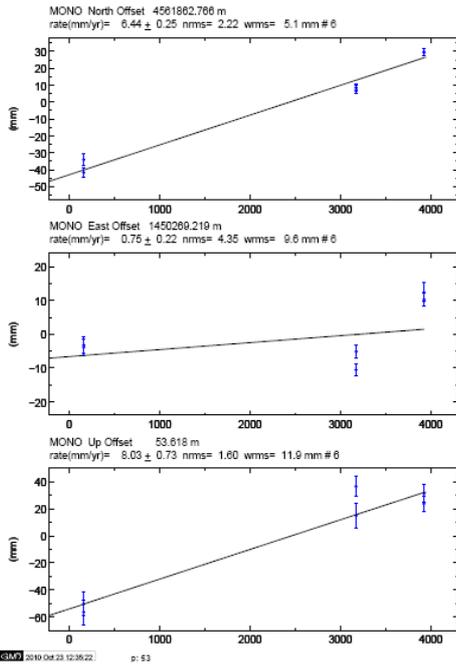


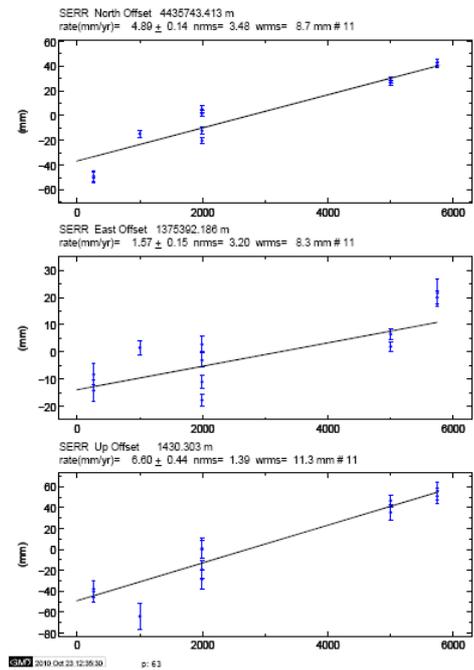
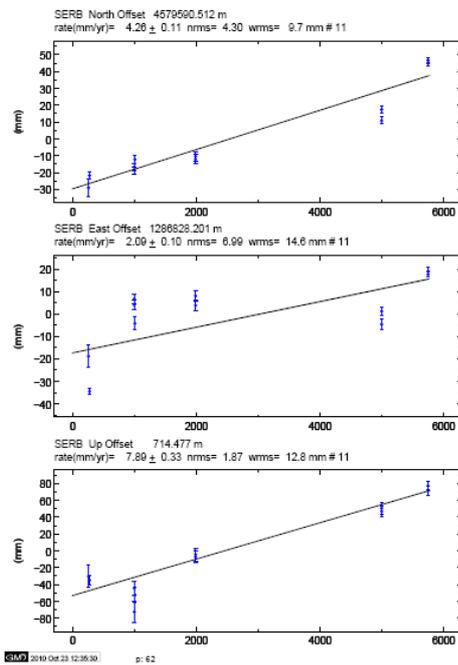
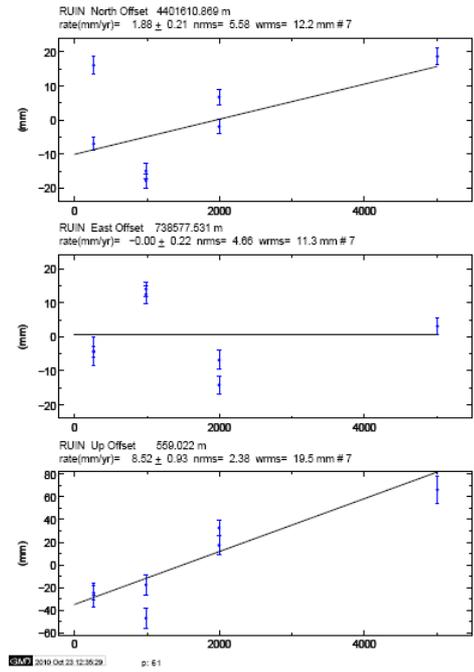
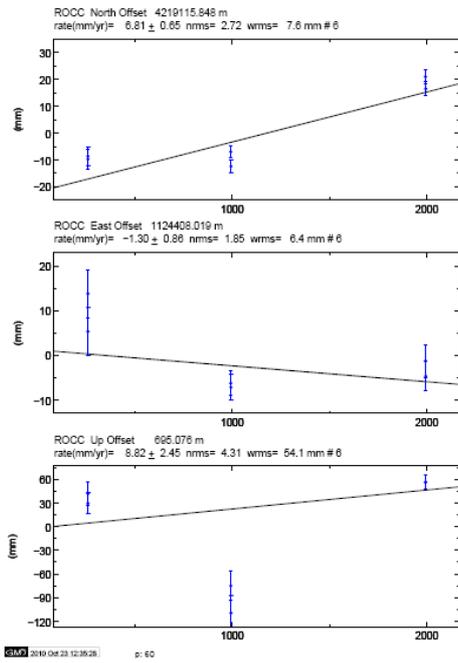


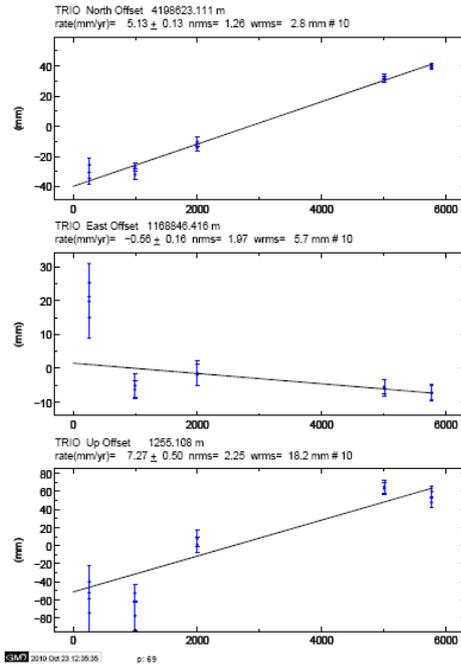
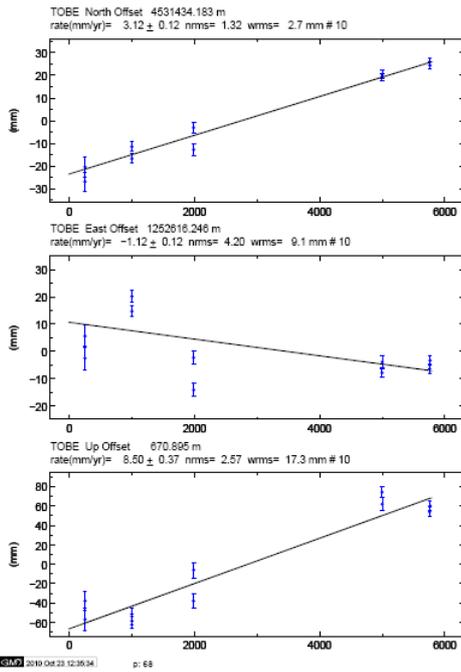
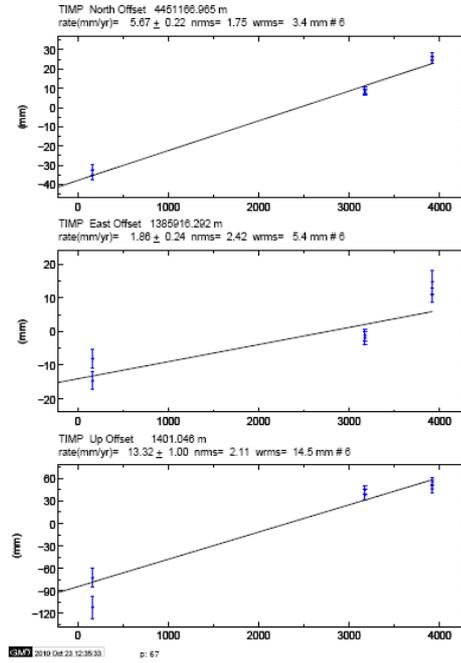
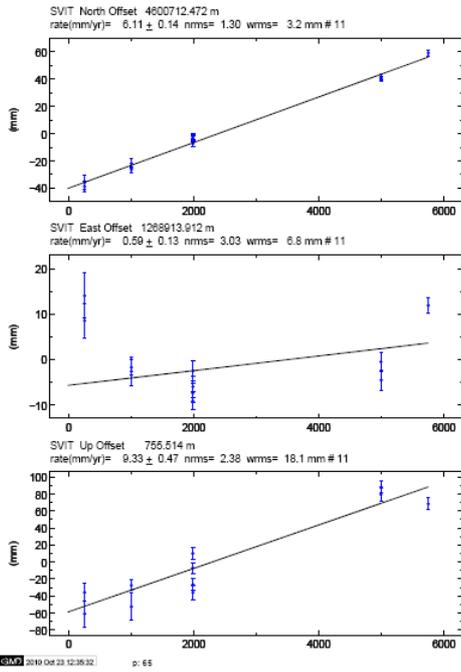


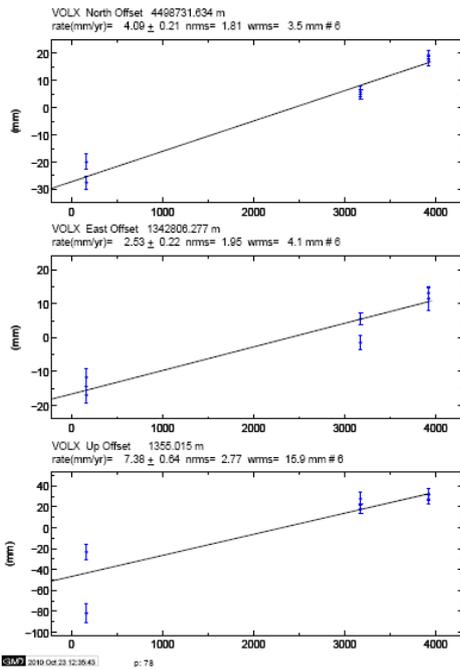
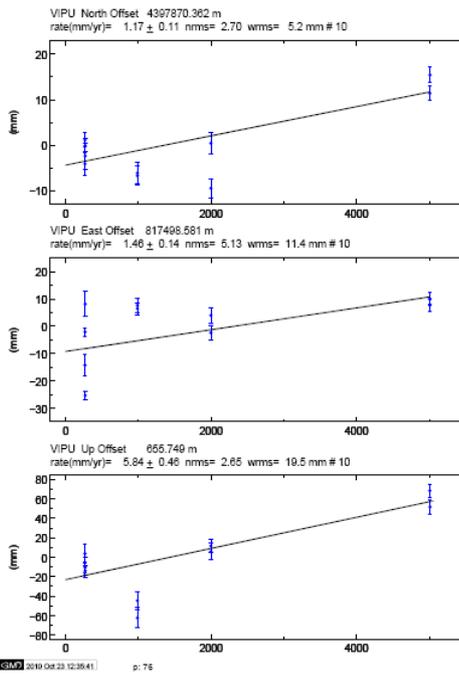
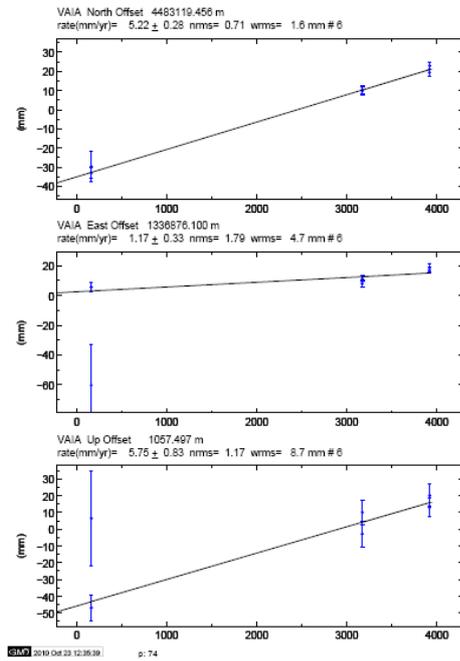
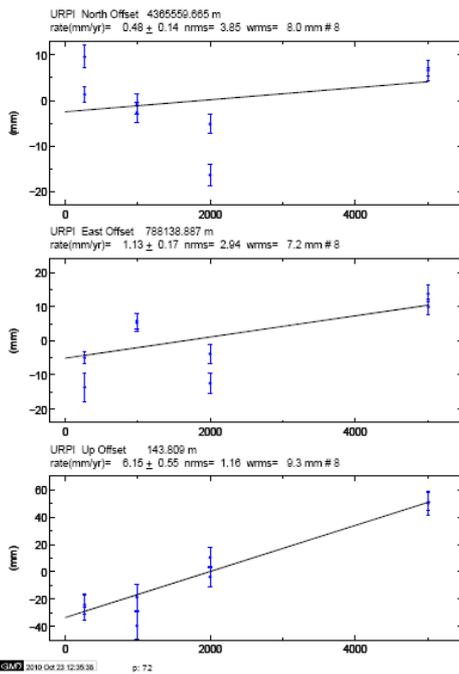


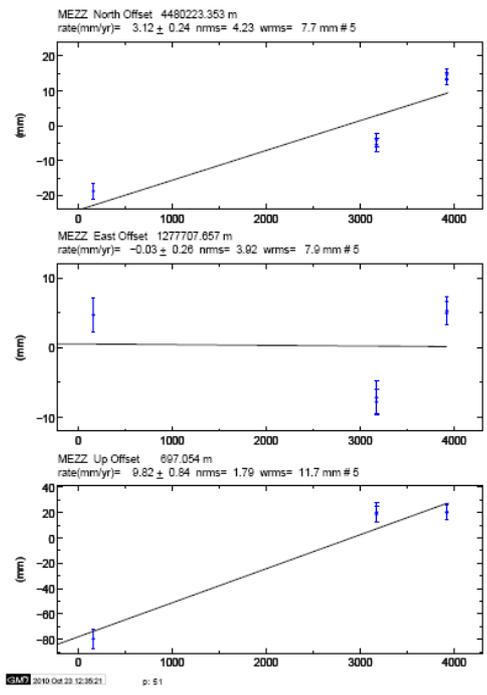
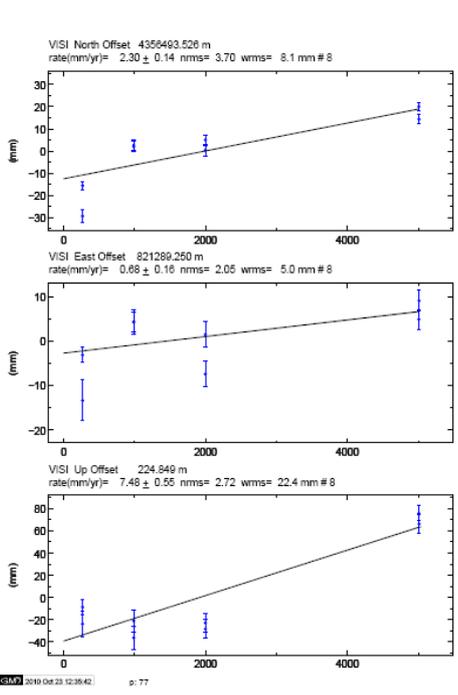












Ringraziamenti

Il primo necessario ringraziamento va al mio tutor Luigi Ferranti con il quale collaboro, prendo cazziate, imparo e soprattutto cresco e mi metto in gioco da più di 6 anni.

Il secondo doveroso ringraziamento va al mio cotutor Mimmo Palano grazie al quale è stato possibile portare questa tesi ad un livello oltre le aspettative, il suo tempo e la sua disponibilità sono andati davvero molto oltre l'indispensabile.

Il terzo fondamentale ringraziamento va a Danilo Morelli che ha tirato fuori per me un coniglio dal cilindro nel momento più difficile di questi tre anni.

Ringrazio il mio referee esterno Dott. Erwan Gueguen per i suggerimenti e le attenzioni a me dedicate.

Ringrazio il Dott. Mario Mattia per avermi ospitato all'INGV di Catania e dato la possibilità di utilizzare le menti, e i computer dell'Istituto per la processazione dei dati geodetici del 2008 e del 2010, e le braccia e la strumentazione necessaria per la seconda campagna di misura GPS del 2010.

Ringrazio il Prof. John Oldow per la sua collaborazione a distanza nel ragionare sui problemi e nel prestarci la strumentazione di misura GPS per la campagna del 2008.

Ringrazio in maniera particolare tutte le persone che hanno preso parte alle due campagne di misura GPS dimostrando un impegno e un entusiasmo preziosi per questa ricerca e per le relazioni interpersonali, in ordine alfabetico.

Antimo Angelino, Giuseppe Avellone, Massimo Bavusi, Giuseppe Calamita, Giuseppe Caputo, Erasmo Croce, Fabrizio Cultrera, Giacomo Deiana, Vincenzo

Di Fiore, Luigi Ferranti, Maurizio Gasparo Morticelli, C. Gibilaro, Alessandro Giocoli, Erwan Gueguen, Mauro Leto, Antonio Loperte, Raffaele Luongo, Pietro Masia, C. Musca, Paolo Orrù, Mimmo Palano, Enrico Paliaga, S. Pierini, Sabatino Piscitelli, Giuseppe Puliga, Stefano Quisquina, Gerardo Romano, Enrico Santoro, Ivo Scarano, Gianfranco Scicchitano, Giuseppe Siligato, Cecilia Spampinato, Mario Votta.

Ringrazio gli amici fisici teorici Pietro Santangelo e Marco Mauro per le infinite consulenze telefoniche e in teleconferenza via skype.

Ringrazio tutte le persone con le quali mi sono confrontata in questi anni, colleghi, dottorandi, ricercatori, professori, semplici appassionati, tra questi un particolare riguardo va a Carmelo Monaco, Paco Burrato e Flavio Cannavò.

The last but not the least, il mio collega, ma soprattutto amico, Enrico Santoro senza il quale non andrei da nessuna parte!