

Scuola di Scienze
Dipartimento di Fisica e Astronomia
Corso di Laurea in Fisica

**Modelli cinematici per lo studio della
deformazione intersismica osservata da misure
GPS attraverso le Alpi sud-orientali**

Relatore:
Prof.ssa M. E. Belardinelli

Presentata da:
Riccardo Nucci

Correlatore:
Dott.ssa Letizia Anderlini

Anno Accademico 2020/2021

Abstract

La regione delle Alpi sud-orientali è la più sismicamente attiva dell'Italia settentrionale e in passato è stata soggetta a terremoti di magnitudo superiore a 6. In questa tesi si sviluppa, con un nuovo dataset ampliato di misure GPS, uno studio già effettuato al fine di comprendere le principali strutture sismogenetiche dell'area, confrontando diversi modelli cinematici a blocchi atti a rappresentare le velocità osservate in superficie. Questi considerano un numero di blocchi crescente, da quattro a sei, e sono stati costruiti a partire dai cataloghi sismici e di faglie attive noti. Il modello più affidabile è stato scelto sulla base di considerazioni di natura statistica, quali valutazione dei valori di RMSE per le velocità e per mezzo di F test tra i modelli considerati. Da questo, sui sistemi di faglie che bordano i blocchi, si ottengono valori di scorrimento a lungo termine che superano i 2 millimetri per anno sul fronte del blocco delle Alpi orientali e inferiori al millimetro per anno sull'area delle Alpi centrali. Si indaga anche il grado di accoppiamento intersismico nella zona orientale sviluppando un modello a *slip* distribuito tramite una superficie curvilinea costruita con una *mesh* a elementi triangolari, i cui risultati sono messi a confronto con quelli ritrovati in passato. Dal confronto emerge un buon accordo complessivo con l'eccezione di un paio di zone centrali che riguardano: un'area a nord dove la copertura dei dati è molto lasca e quindi il risultato non viene considerato attendibile, e la regione del Montello dove la distribuzione di accoppiamento presenta delle differenze spaziali. Quest'ultimo risultato però è vincolato da una migliore copertura dei dati e da una migliore riproduzione degli stessi da parte del modello presentato in questa tesi, suggerendo dei nuovi indizi sul grado di pericolosità sismica della struttura di faglia indagata.

Indice

Introduzione	III
1 Deformazioni intersismiche	1
1.1 Ciclo sismico	1
1.2 Funzioni di Green per l'elastostatica	2
1.3 Modello cinematico a blocchi	5
1.4 Accoppiamento intersismico	9
2 Inquadramento e dati per l'area di studio	11
2.1 Inquadramento sismo-tettonico	11
2.2 Dati GPS	13
2.3 Analisi di serie temporali di spostamento	14
2.4 Campo di velocità	16
3 Modelli a blocchi	18
3.1 Il software Blocks	18
3.2 Modelli a slip uniforme	20
3.3 Modello a slip distribuito	23
3.4 Discussione dei risultati	28
4 Conclusioni	32
Bibliografia	34

Introduzione

Le Alpi meridionali sono una regione in cui viene attualmente accomodata la maggior parte della convergenza tra la placca Adriatica e il blocco Europeo, attraverso un complesso sistema di strutture di faglia sub-parallele con meccanismi compressivi e trascorrenti. La misura e l'analisi delle velocità del terreno durante la fase intersismica del ciclo sismico è oggi uno dei metodi più adatti a valutare in quali luoghi è possibile si verifichino terremoti in futuro; nella misura di queste velocità, il GPS è in grado di rilevare spostamenti dell'ordine del millimetro per anno con accuratezza submillimetrica. In questo lavoro di tesi vengono utilizzati dati da misure GPS e, per la loro analisi, si applicano modelli cinematici a blocchi nell'area delle Alpi sud-orientali dove si registra un accorciamento in direzione N-S di pochi millimetri per anno.

I modelli a blocchi sono uno strumento utile per valutare il grado di pericolosità delle faglie coinvolte utilizzando misure di velocità del suolo; essi sono in grado di fornire una modellazione cinematica consistente tra i vari blocchi considerati, permettendo di stimare valori di scorrimento a lungo termine sulle faglie nell'area di studio. Lo studio cinematico svolto in questa tesi prevede un modello a blocchi a scala regionale delle Alpi centro-orientali italiane e applica lo stesso approccio adottato in Serpelloni et al. 2016, utilizzando lo stesso software Matlab, ma considerando un dataset GPS che conta un maggior numero di dati per l'area di studio. Perciò dalla presenza di un dataset più ampio a disposizione, questa tesi si propone lo scopo di provare a verificare quali principali strutture di faglia siano giustificabili per la riproduzione del campo di velocità registrato dalle stazioni GPS e di fornire, quindi, dei valori di scorrimento a lungo termine (*slip rate*) delle faglie coinvolte. Oltre a ciò, attraverso un modello a blocchi con una superficie di faglia a *slip* distribuito, in analogia al lavoro di Serpelloni et al. 2016, si vuole verificare se una densità maggiore di dati fornisce informazioni differenti sul grado di accoppiamento intersismico dell'area in esame.

L'elaborato è diviso in tre capitoli. Il primo descrive i concetti fondamentali che costituiscono la base teorica di un modello a blocchi; il secondo espone il quadro sismotettonico dell'area in esame e il campo di velocità osservato sul terreno, passando in rassegna i metodi con i quali queste velocità vengano misurate; infine il terzo espone i modelli a blocchi a *slip* uniforme e il modello a *slip* distribuito sviluppati in questa tesi con commenti ai principali risultati ottenuti.

Capitolo 1

Deformazioni intersismiche

1.1 Ciclo sismico

L'osservazione della distribuzione geografica su scala globale, di terremoti noti, mostra il ripetersi dei fenomeni sismici in aree localizzate della Terra. In particolare circa il 90% dei terremoti avviene in prossimità dei margini delle placche tettoniche ovvero lungo sistemi di faglie attive. Il meccanismo con il quale questi si manifestano fu spiegato per la prima volta dal geologo Harry Fielding Reid nel 1910 a seguito dello studio del terremoto di San Francisco (1906). Nel suo modello qualitativo, noto anche come *teoria del rimbalzo elastico*, Reid considera la crosta terrestre come un mezzo dal comportamento elastico sottoposto a deformazione. Si riconosce nell'intero processo una ciclicità scandita in diverse fasi (si veda figura 1.1). In una prima fase, detta intersismica, che indica il periodo tra un terremoto e il successivo, vi è un accumulo di sforzo di taglio sul piano di faglia dovuto al movimento relativo tra i due blocchi che la definiscono. In questa fase i blocchi si deformano elasticamente con un gradiente degli spostamenti che aumenta allontanandosi dalla faglia ma non c'è movimento relativo dei blocchi, a causa della presenza di attrito. In una seconda fase detta cosismica, durante la quale avviene il terremoto, lo sforzo massimo di taglio raggiunge il valore di attrito statico (*fault strength*). Ciò comporta un rapido scorrimento relativo lungo il piano di faglia che dà luogo alla generazione di onde sismiche. Vi è infine un'ultima fase detta postsismica, che avviene dopo il terremoto, durante la quale si ha un riassetto della zona interessata caratterizzato da deformazioni dipendenti dalla reologia della crosta e dal tipo di frattura. A seguito di quest'ultima fase il ciclo ricomincia.

Dal modello di Reid si può comprendere come i fattori che determinano lo scorrimento della faglia siano essenzialmente due: l'attrito della faglia e lo sforzo applicato, entrambi funzioni di spazio e tempo. Lo sforzo risultante, a sua volta, è la somma dello sforzo tettonico, che ha origine dalla deformazione causata dal moto dei blocchi e della pressione litostatica. Nella fase intersismica, in prima approssimazione, è possibile scrivere lo sforzo di taglio τ agente su una superficie come:

$$\tau = \kappa \sigma_n^{eff} \quad (1.1)$$

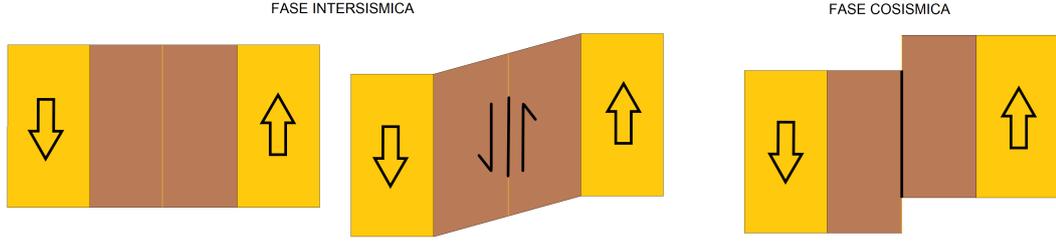


Figura 1.1: Schematizzazione delle fasi intersismica e cosismica secondo la teoria del rimbalzo elastico

dove κ è il coefficiente di attrito e σ_n^{eff} è lo sforzo normale efficace agente sulla superficie di faglia e vale:

$$\sigma_n^{eff} = \sigma_n - p_p \quad (1.2)$$

dove σ_n è lo sforzo normale (assunto qui positivo per compressione) che agisce sulla faglia dovuto alla pressione litostatica e agli sforzi tettonici e p_p è la pressione di poro dei fluidi nelle rocce che agiscono in senso opposto allo sforzo normale, riducendo la resistenza di taglio del mezzo. La distribuzione del valore dell'attrito su tutta la faglia non è uniforme e può essere schematizzata con un modello ad *asperità*, in cui vi sono zone ad attrito elevato (*asperità*) circondate da aree con attrito inferiore. In questo contesto il terremoto avviene per il cedimento di una o più *asperità* per effetto dello sforzo tettonico, con un locale spostamento relativo dei blocchi, detto dislocazione, che si propaga al resto della superficie di faglia. È proprio grazie a modelli di dislocazione che viene descritto il movimento delle faglie.

1.2 Funzioni di Green per l'elastostatica

Nello studio di un modello di dislocazione l'obiettivo è costruire il campo degli spostamenti u_i presenti nel mezzo considerato data una certa geometria del piano di faglia Σ e date le dislocazioni sullo stesso. Se ipotizziamo di trattare un materiale elastico possiamo legare il campo di sforzi σ_{ij} al tensore di deformazione $\epsilon_{ij} = 1/2(u_{i,j} + u_{j,i})$ per mezzo della legge di *Hooke* generalizzata:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (1.3)$$

dove C_{ijkl} è il tensore delle costanti elastiche. Nell'ipotesi di materiale omogeneo e isotropo la (1.3) assume la forma più semplice:

$$\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij} + \lambda\epsilon_{kk}\delta_{ij} \quad (1.4)$$

dove μ e λ sono parametri caratteristici del mezzo detti costanti di *Lamé*. Inserendo quest'ultima equazione nell'equazione locale del moto per un mezzo continuo, otteniamo

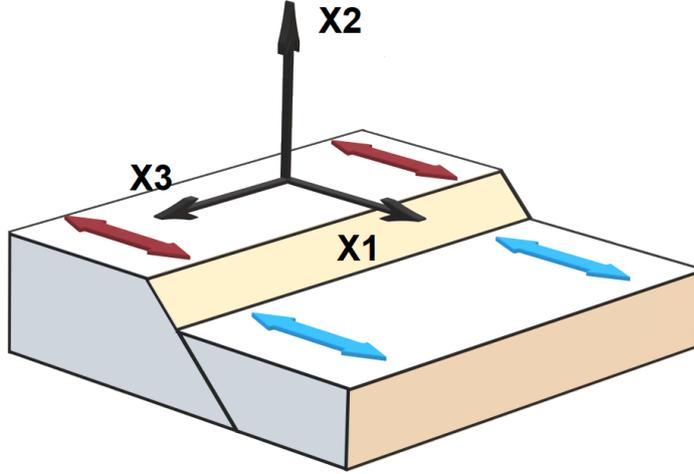


Figura 1.2: Rappresentazione di una faglia di tipo *dip-slip* e di un suo sistema di riferimento cartesiano solido

l'equazione di *Cauchy-Navier*:

$$\mu \nabla^2 u_i + (\lambda + \mu)(u_{k,k})_{,i} + f_i = 0 \quad (1.5)$$

nella quale si è indicato con f_i il contributo delle forze di volume.

Consideriamo una faglia *dip-slip* con un sistema di riferimento come in figura 1.2. Assumiamo che gli spostamenti siano funzione solo di x_1 e x_2 , di fatto ipotizzando che la lunghezza della faglia lungo x_3 sia molto maggiore che nelle altre direzioni. Per lo stesso motivo assumiamo che $u_3 = 0$ e ci poniamo in approssimazione di *deformazione piana*. Allora, utilizzando (1.5) per ciascuna delle componenti u_1 e u_2 si ottiene:

$$\begin{aligned} \mu \nabla^2 u_1 + (\lambda + \mu)(u_{k,k})_{,1} &= 0 \\ \mu \nabla^2 u_2 + (\lambda + \mu)(u_{k,k})_{,2} - \rho g_2 &= 0 \end{aligned} \quad (1.6)$$

in cui si è esplicitata la forza di gravità per unità di volume $f_2 = -\rho g_2$ con ρ densità del mezzo. Questo sistema di equazioni differenziali se risolto con le opportune condizioni al contorno, che richiedono la conoscenza dello scorrimento (*slip*) u_i^s sulla faglia, risolve il problema per gli spostamenti. Si noti, tuttavia, che il campo di spostamento durante un evento di scorrimento (terremoto) è discontinuo sul piano di faglia, complicando il problema in termini di condizioni al contorno. Un approccio alternativo per risolvere il problema passa attraverso la formula di *Volterra* per un mezzo elastico e isotropo.

Definiamo densità di momento sismico per un mezzo elastico il tensore di rango 2:

$$m_{lm} = C_{ijlm} u_i^s n_j \quad (1.7)$$

dove n_j è la componente j -esima del vettore unitario normale al piano di faglia. Il tensore m_{lm} ha le dimensioni di un momento per unità di area e rappresenta un momento di

forze orientate in maniera ortogonale al piano di faglia e lineari nella discontinuità dello spostamento (scorrimento o dislocazione) u_i^s sullo stesso. Nel caso di un mezzo isotropo tale tensore ha un'espressione più semplice dovuta alle proprietà di simmetria di C_{ijklm} :

$$m_{lm} = \mu(u_i^s n_m + u_m^s n_l) + \lambda u_k^s n_k \delta_{ij} \quad (1.8)$$

Si dimostra che la dislocazione per un mezzo elastico e isotropo è equivalente a un sistema di momenti del tipo (1.8) collocati sul piano di faglia Σ (si veda P. Segall 2010). Il campo di spostamento per il problema considerato si ottiene utilizzando l'equazione di *Volterra* che integra il contributo di tutti i momenti agenti sul piano di faglia Σ come segue:

$$u_i(x) = \int_{\Sigma} m_{lm}(\xi) G_{il,m}(x, \xi) d\Sigma(\xi) \quad (1.9)$$

dove il tensore $G_{il,m}$ descrive la derivata spaziale, rispetto la coordinata x_m , del *tensore di Somigliana* $G_{il}(x, \xi)$. Tale tensore rappresenta lo spostamento nella posizione x lungo la direzione i dovuto a una forza unitaria applicata in ξ lungo la direzione l . È da precisare che le derivate derivate di G_{il} sono eseguite rispetto alla variabile di integrazione ξ . Dalla equazione (1.9) si osserva che il campo di spostamento è dunque determinato dal contributo di forze di volume, situate sulla superficie di dislocazione, che danno luogo ai momenti m_{lm} . Quando la discontinuità dello spostamento (*slip*) sul piano di faglia non dipende dal particolare punto considerato, cioè quando $u_{i,\xi}^s = 0$, parliamo di *slip uniforme* sulla superficie di dislocazione. In questo caso l'integrale in (1.9) dipende solamente dalle proprietà del mezzo e dalla geometria del piano di faglia (u_i^s esce dall'integrale). Si può quindi descrivere la relazione (1.9) in altri termini, per cui il campo di spostamento u è funzione lineare dello scorrimento sulla faglia tramite il tensore delle funzioni di Green G_{0ij} :

$$u_i = G_{0ij} u_j^s \quad (1.10)$$

In generale si è interessati a determinare lo *slip* sul piano di faglia partendo da ciò che è noto dalla sua geometria e dagli spostamenti osservati in superficie. Il problema che si vuole affrontare è quindi il problema inverso a quello fin qui mostrato e si basa sull'inversione dell'equazione lineare (1.10) attraverso l'inversione del tensore G_{0ij} .

Dal tipo di faglia dipende la forma delle funzioni di Green che, come si è visto, permettono di ottenere il campo di spostamenti generato da una dislocazione. Per definire un piano di faglia, si veda figura 1.3, è necessario assegnare una direzione sulla superficie terrestre e un angolo con origine sulla superficie stessa. Si chiama direzione di *strike* la retta ottenuta dall'intersezione del piano di faglia con la superficie terrestre, orientata in modo tale che un osservatore con il piano di faglia alla propria destra ne guardi il verso positivo. Si definisce angolo di *strike* α l'angolo, preso in senso orario, tra la direzione Nord e la direzione di *strike*. Si chiama poi angolo di *dip* δ l'angolo, minore o uguale a 90° , tra la superficie terrestre e il piano di faglia. Un vettore spostamento \mathbf{u} , avente origine sul piano di faglia, può essere espresso tramite componenti in un sistema S-D-T locale, che dipende dal piano di faglia considerato (si veda ancora figura 1.3). Ad esempio lo *slip* \mathbf{u}^s , nelle applicazioni delle formule sopra mostrate, viene spesso decomposto in componenti di: *strike*, cioè lungo una direzione parallela alla retta di

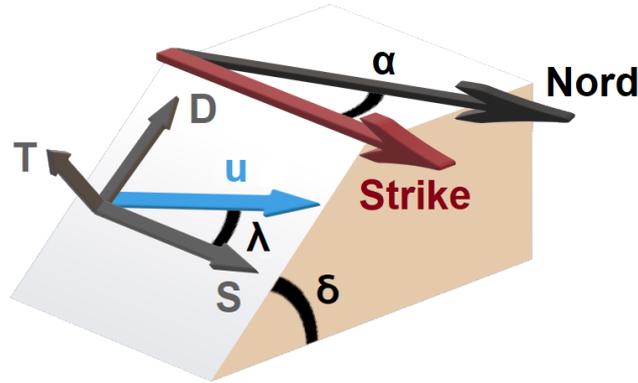


Figura 1.3: Convenzioni sull'orientamento di un piano di faglia e definizione del sistema di riferimento locale S-D-T. Sono indicati con α , δ e λ rispettivamente gli angoli di strike, α , dip, δ , e rake, λ .

strike; *dip* o di *massima pendenza*, cioè lungo una retta del piano di faglia ortogonale a quella di *strike*; ed infine *tensile*, cioè in direzione ortogonale al piano di faglia. Si scriverà quindi u^s come $u^s = (u_s^s, u_d^s, u_t^s)$. Un altro modo per definire lo *slip* sulla faglia è attraverso l'angolo di *rake* λ che definisce l'angolo tra lo scorrimento e la direzione di *strike* misurato in senso antiorario intorno all'asse T. Questo è per definizione variabile tra -180° e 180° , dove questi valori estremi identificano la stessa direzione e quella di verso opposto a quella di *strike*. Le faglie possono essere classificate sulla base della direzione dello scorrimento sul piano di faglia, o, più in generale, in base alla componente dello scorrimento che risulta dominante rispetto alle altre. Si chiamano quindi faglie *strike-slip* le faglie per le quali lo spostamento è prevalentemente parallelo alla direzione di *strike*; si dicono *dip-slip* quelle per cui lo scorrimento è nella direzione di massima pendenza; infine si chiamano faglie *tensile* le dislocazioni con discontinuità dello spostamento ortogonale alla superficie di faglia. Si noti che per ogni faglia rettangolare esiste una profondità che ne stabilisce l'estensione detta *locking depth*.

1.3 Modello cinematico a blocchi

In accordo con la teoria della Tettonica delle Placche, la superficie terrestre è formata da blocchi litosferici rigidi in moto indipendente e relativo tra loro. Il moto delle placche è causato dalla convezione termica del mantello che si comporta su tempi lunghi come un fluido molto viscoso. È possibile quindi affermare che il movimento delle placche dipende dal calore interno della Terra.

Si consideri un sistema di riferimento cartesiano con origine posta nel centro della Terra e con gli assi X-Y-Z disposti come in figura 1.4. In base al teorema di Eulero per la meccanica classica, possiamo scrivere la velocità \mathbf{v}_B tangente alla superficie in un punto

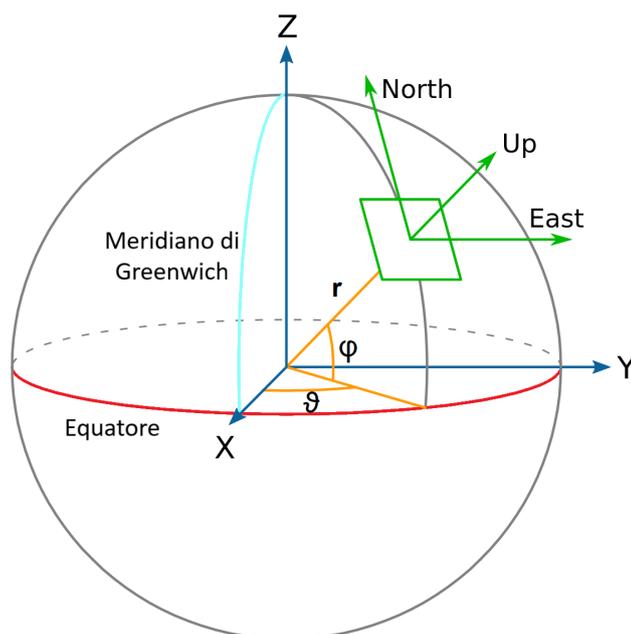


Figura 1.4: Visualizzazione di un sistema di riferimento cartesiano globale geocentrico e di un sistema ENU locale: \mathbf{r} è il vettore posizione del punto in superficie, ϕ è la latitudine e θ la longitudine

della placca come:

$$\mathbf{v}_B = \boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{r} \quad (1.11)$$

dove $\boldsymbol{\Omega}$ è il vettore velocità angolare e \mathbf{r} è la posizione del punto sulla placca. L'asse su cui giace il vettore $\boldsymbol{\Omega}$ è detto *asse di Eulero* e il punto di intersezione di tale asse con la superficie terrestre è detto *polo di Eulero*. La relazione (1.11) può essere riscritta per fornire le coordinate di \mathbf{v}_B in un sistema di riferimento geografico locale ENU, dall'inglese *East-North-Up* (si faccia ancora riferimento alla figura 1.4). A tale scopo si introduca un'opportuna matrice di rotazione \mathbf{P}_V , parametrizzata dalla latitudine ϕ e dalla longitudine θ e la matrice \mathbf{G}_B che dipende dalle coordinate cartesiane (x, y, z) di \mathbf{r} in X-Y-Z e che definisce il prodotto vettoriale in tali coordinate. Si può dunque scrivere:

$$\mathbf{v}_B = \mathbf{P}_V \mathbf{G}_B \boldsymbol{\Omega} \quad \text{dove} \quad \mathbf{G}_B = \begin{bmatrix} 0 & z & -y \\ -z & 0 & x \\ y & -x & 0 \end{bmatrix} \quad (1.12)$$

Si noti che, poichè \mathbf{v}_B è tangente alla superficie, in quest'ultima equazione ci aspettiamo che la componente *up* della velocità sia pari a zero.

I margini delle placche sono generalmente regioni complesse in cui la crosta è densamente frammentata. Per interpretare il campo di velocità superficiale che si osserva in queste zone è necessario disporre di teorie che tengano conto delle dislocazioni sui piani di faglia. Il Modello a Blocchi (McCaffrey 2002) è una teoria che propone di considerare

porzioni più piccole di litosfera che, come le placche, si muovono l'una rispetto all'altra indipendentemente. Per l'esposizione della teoria si fa riferimento al lavoro di Meade e Loveless 2009 che ne fornisce una descrizione analitica e un software di calcolo utilizzato in questo lavoro di tesi. Secondo tale modello la velocità complessiva \mathbf{v} , osservata alla superficie terrestre su un blocco, non è semplicemente quella data dall'equazione (1.12) ma è la somma di questa con un termine dovuto alla deformazione elastica intersismica delle faglie che bordano i blocchi:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_B + \mathbf{v}_{BS} \quad (1.13)$$

La velocità \mathbf{v}_{BS} è detta velocità di *back-slip*. Il concetto di *back-slip* (Savage 1983) si basa sull'assunzione che, nelle vicinanze della faglia, la somma delle deformazioni intersismiche e delle deformazioni cosismiche dia come risultato lo spostamento relativo totale tra i blocchi (si veda figura 1.5a). In questo senso se le velocità \mathbf{v} sono osservate durante la fase intersismica del terremoto, in cui la parte superficiale della faglia è bloccata (*asperità*, figura 1.5b), usando un Modello a Blocchi, che invece prevede che l'intera superficie di separazione dei blocchi scorra nello stesso intervallo di tempo, per riprodurre i dati è necessario sommare al termine \mathbf{v}_B una deformazione elastica a lungo termine, rappresentativa del contributo cosismico, ma di segno opposto, che chiamiamo velocità di *back-slip*, \mathbf{v}_{BS} . Per fare ciò l'approccio del Modello a Blocchi considera la crosta suddivisa in blocchi rigidi bordati da piani di faglia a *slip deficit* o *back slip rate* costante, immersi in un mezzo elastico, omogeneo e isotropo. In questo contesto vale quindi l'equazione (1.10) scritta per unità di tempo per descrivere la deformazione elastica dovuta al contributo di *back-slip* sulle faglie. Quindi le velocità in superficie \mathbf{v}_{BS} dipendono linearmente dai tassi di scorrimento sui piani di faglia, $\dot{\mathbf{u}}^s$, detti *slip rates*. Il tensore delle funzioni di Green, G_{0ij} che lega le due quantità, dipende dai parametri specifici delle faglie considerate e per semplicità d'ora in poi sarà indicato solo con \mathbf{G}_0 . In questa trattazione specifica si ha che la velocità di *back slip* può essere scritta come $\mathbf{v}_{BS} = -\mathbf{v}_{CSD}$ dove \mathbf{v}_{CSD} , rappresentante il contributo cosismico (*coseismic slip rate deficit*), si scrive come:

$$\mathbf{v}_{CSD} = \mathbf{P}_\alpha \mathbf{G}_0 \dot{\mathbf{u}}^s \quad (1.14)$$

dove è stata inserita anche la matrice \mathbf{P}_α che ruota le componenti della velocità rispetto alla direzione di *strike* in modo che \mathbf{v}_{CSD} sia espresso in un sistema ENU. Da ora in poi la velocità di scorrimento (*slip rate*) $\dot{\mathbf{u}}^s$ sarà indicata più semplicemente con il simbolo \mathbf{s} . Un'assunzione chiave per il Modello a Blocchi è affermare che lo *slip rate* \mathbf{s} sia ciò che si ottiene in virtù della rotazione differenziale dei due blocchi, denotati con gli indici m e n , che definiscono la faglia. Si può quindi scrivere, ricordando l'equazione (1.12):

$$\mathbf{s} = \mathbf{P}_F \mathbf{P}_V \begin{bmatrix} \mathbf{G}_B \boldsymbol{\Omega}^m & -\mathbf{G}_B \boldsymbol{\Omega}^n \end{bmatrix} = \mathbf{P}_F \mathbf{P}_V \mathbf{G}_{B\Delta v} \begin{bmatrix} \boldsymbol{\Omega}^m \\ \boldsymbol{\Omega}^n \end{bmatrix} \quad (1.15)$$

dove si indica con \mathbf{P}_F la matrice che trasforma le coordinate del sistema ENU in coordinate del sistema della faglia (componenti di *strike*, *dip* e *tensile*, sebbene quest'ultima componente, in questo caso, sia nulla) e si denotano con $\boldsymbol{\Omega}^m$ e $\boldsymbol{\Omega}^n$ le velocità angolari dei

due blocchi. Si fa presente che, dato un tipo di faglia, esprimendo il vettore \mathbf{s} nelle componenti *dip*, *strike* e *tensile*, ovvero s_d , s_s e s_t , non si avranno mai contemporaneamente diversi da zero i termini s_t e s_d .

Un modello a slip uniforme su una superficie rettangolare può non essere sufficiente per modellare compiutamente il campo di velocità osservato; inoltre, vi può essere interesse nel riprodurre l'andamento dello *slip rate* in modo distribuito lungo il piano di faglia al fine di ottenere una mappa per il *coupling intersismico* (si veda il paragrafo successivo 1.4). Sempre nell'ambito del Modello a Blocchi, si può quindi considerare una superficie tridimensionale del piano di faglia tramite la creazione di una *mesh* ad elementi triangolari. Su ogni triangolo, che sarà denotato con la sigla TDE, dall'inglese *Triangular Dislocation Element*, è assunto uno *slip rate* uniforme. Per ogni TDE si può quindi scrivere, ricordando l'equazione (1.14) e indicando con \mathbf{t} lo *slip rate* sul triangolo:

$$\mathbf{v}_{TDE} = \mathbf{P}_\alpha \mathbf{G}_T \mathbf{t} = \mathbf{G}_{\alpha T} \mathbf{t} \quad (1.16)$$

dove si è indicato con \mathbf{G}_T la matrice delle funzioni di Green per il TDE considerato e con $\mathbf{G}_{\alpha T}$ la matrice risultante dal prodotto di \mathbf{P}_α con \mathbf{G}_T . Solitamente si è interessati a regolarizzare le soluzioni per lo *slip rate* sui TDEs imponendo la condizione di laplaciano nullo: $\nabla^2 \mathbf{t} = 0$. Ciò serve per non ottenere soluzioni irrealistiche in cui si hanno scorrimenti troppo discontinui nel passaggio da un TDE a uno dei suoi vicini. Si introduce quindi un'equazione di vincolo di *smoothing* della distribuzione di *slip rate* attorno al TDE i -esimo scrivendo:

$$\mathbf{M}_T \mathbf{t}^{\eta(i)} = \frac{2}{L^{\eta(i)}} \sum_{j=1}^n \frac{\mathbf{t}^j - \mathbf{t}^i}{l^{ij}} = 0 \quad (1.17)$$

in cui l'indice $\eta(i)$ denota l'elemento i -esimo e i suoi n vicini, \mathbf{t}^i è lo slip sull'elemento i -esimo, l^{ij} è la distanza tra i centri dei TDEs i e j ed infine $L^{\eta(i)} = \sum_{j=1}^n l^{ij}$. L'operatore lineare \mathbf{M}_T è detto operatore lineare di *smoothing*. Osserviamo che n è un numero variabile: è 1 per i TDEs che si trovano negli angoli della *mesh*, 2 per gli elementi che si trovano sul bordo e 3 per gli elementi in zone centrali. Si potrebbe anche essere interessati a fornire una stima *a priori* dello *slip rate* dei triangoli. Ad esempio si potrebbe voler imporre scorrimento nullo su una certa direzione in superficie o ad una certa profondità della faglia. A questo scopo viene definita una specifica matrice \mathbf{B}_T per cui, detti \mathbf{t}_{bc} i vincoli sul TDE, si avrà:

$$\mathbf{t} = \mathbf{B}_T \mathbf{t}_{bc} \quad (1.18)$$

Si è ora in grado di formulare il problema diretto del Modello a Blocchi. Richiamando l'equazione (1.13) e scrivendo \mathbf{v}_{BS} grazie alle equazioni (1.14), (1.15) e (1.16) si ottiene:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_B - (\mathbf{v}_{CSD} + \mathbf{v}_{TDE}) = \left[(\mathbf{P}_V \mathbf{G}_B - \mathbf{G}_{\alpha 0} \mathbf{P}_F \mathbf{P}_V \mathbf{G}_{B\Delta v}) \quad -\mathbf{G}_{\alpha T} \right] \begin{bmatrix} \boldsymbol{\Omega} \\ \mathbf{t} \end{bmatrix} \quad (1.19)$$

Questa importante equazione stabilisce una relazione lineare tra le velocità osservate in superficie durante la fase intersismica del terremoto, che possono essere misurate, e due

parametri non noti: la velocità angolare $\boldsymbol{\Omega}$ e lo scorrimento sui triangoli \mathbf{t} . Considerando anche le relazioni (1.17) e (1.18) si può formulare una generalizzazione del problema diretto (1.19) scrivendo:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{v} \\ 0 \\ \mathbf{t}_{bc} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{P}_V \mathbf{G}_B - \mathbf{G}_{\alpha 0} \mathbf{P}_F \mathbf{P}_V \mathbf{G}_{B\Delta v} & -\mathbf{G}_{\alpha T} \\ 0 & \mathbf{M}_T \\ 0 & \mathbf{B}_T \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \boldsymbol{\Omega} \\ \mathbf{t} \end{bmatrix} = \mathbf{G} \begin{bmatrix} \boldsymbol{\Omega} \\ \mathbf{t} \end{bmatrix} \quad (1.20)$$

che quindi tiene conto automaticamente anche delle condizioni al contorno e del vincolo di regolarizzazione. Per ottenere una stima dei suddetti parametri ($\boldsymbol{\Omega}$ e \mathbf{t}) è necessario invertire l'equazione (1.20). Un modo per farlo è tramite il metodo dei minimi quadrati pesati. Se si indicano con $\boldsymbol{\Omega}^{est}$ e \mathbf{t}^{est} i valori stimati tramite minimizzazione possiamo scrivere:

$$\begin{bmatrix} \boldsymbol{\Omega}^{est} \\ \mathbf{t}^{est} \end{bmatrix} = (\mathbf{G}^T \mathbf{W} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{W} \begin{bmatrix} \mathbf{v} \\ 0 \\ \mathbf{t}_{bc} \end{bmatrix} \quad (1.21)$$

Dove si è indicato con \mathbf{W} la matrice di covarianza generalizzata data da:

$$\mathbf{W} = \begin{bmatrix} \mathbf{C}_{GPS}^{-1} & 0 & 0 \\ 0 & \beta_1 \mathbf{I} & 0 \\ 0 & 0 & \beta_2 \mathbf{C}_{bc}^{-1} \end{bmatrix} \quad (1.22)$$

Tale matrice è costituita da: l'inversa della matrice di covarianza \mathbf{C}_{GPS}^{-1} dei dati GPS, la matrice identità \mathbf{I} , associata alla matrice \mathbf{M}_T , e l'inversa della matrice di covarianza \mathbf{C}_{bc}^{-1} per le condizioni al contorno sui triangoli, date dalla matrice \mathbf{B}_T . I coefficienti β_i sono i pesi delle condizioni implementate. Il fattore β_1 è detto *fattore di smoothing* ed è particolarmente importante in quanto, variandone il valore, la distribuzione di *slip rate* sulla *mesh* può assumere una maggiore o minore regolarità.

1.4 Accoppiamento intersismico

Si parla di *slip distribuito* quando il campo di spostamento non è uniforme sul piano di faglia. In questo caso si possono avere porzioni di faglia completamente bloccate, dette asperità, e porzioni che si muovono a velocità diverse senza tuttavia generare terremoti (scorrimento asismico). In altri termini, richiamando ciò che è stato discusso nel paragrafo precedente 1.3 nell'ambito del Modello a Blocchi, le zone sulla faglia con *back-slip* importante sono quelle in cui è presente un valore di attrito più elevato e quindi uno scorrimento minore (si veda figura 1.5). Allo scopo di descrivere quantitativamente questa diversità di comportamento si introduce un parametro che possa tenere conto della differenza di velocità delle varie porzioni. Si definisce *coefficiente di accoppiamento intersismico* IC_i , dall'inglese *intersismic coupling*, in una regione i -esima della faglia, il rapporto tra il modulo di *slip rate* t^i in tale regione e il modulo di *slip rate* a lungo termine s dei due blocchi, il tutto moltiplicato per il segno del prodotto delle loro proiezioni, t_r^i

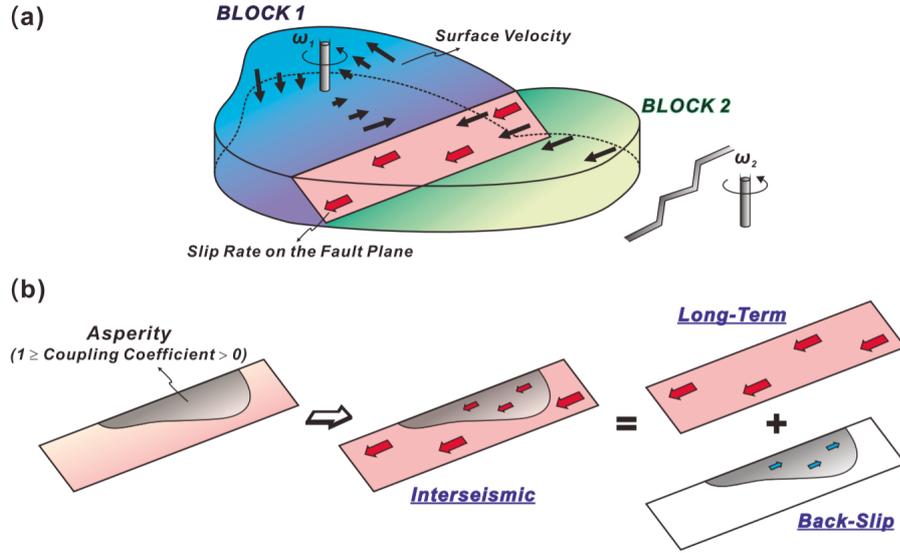


Figura 1.5: Visualizzazione del concetto di back-slip nel Modello a Blocchi: a) La rotazione dei blocchi attorno ai propri poli di Eulero è responsabile dello slip rate sul piano di faglia. b) Il back-slip è visualizzabile come uno scorrimento in verso opposto al movimento a lungo termine sul piano di faglia. La sua origine è legata alla presenza di attrito che dà luogo ad asperità sullo stesso. L'immagine è tratta da Ching et al. 2011

e s_r , lungo la direzione principale del moto relativo tra i blocchi:

$$IC_i = \frac{t^i}{s} \operatorname{sgn}(t_r^i s_r) \quad (1.23)$$

Nel contesto del Modello a Blocchi le porzioni sulle quali si calcolano i coefficienti IC_i sono i triangoli, TDEs, con cui si modella la geometria della faglia. Ad ogni triangolo i è quindi associato un valore di IC_i dipendente dal valore di *slip rate* t^i .

Si osservi come il coefficiente di *coupling* sia un numero adimensionale compreso tra 0 e 1. Quando $IC_i = 0$ si dice che la regione è totalmente disaccoppiata; infatti, in tal caso, abbiamo una velocità $t^i = 0$ che indica che tale regione si sta *spostando* assieme ai blocchi. In altre parole con un coefficiente nullo non è presente un deficit di scorrimento a lungo termine tra i due blocchi e ciò è possibile grazie alla presenza di scorrimento asismico sulla faglia a contatto tra essi. Quando il coefficiente è 1 si dice che la regione è totalmente accoppiata. In tal caso la porzione del piano di faglia è ferma e quindi si ha un deficit di scorrimento a lungo termine tra i blocchi; questo è dovuto alla presenza di un'asperità (si veda il paragrafo 1.1). Un coefficiente avente valori intermedi in genere indica zone più complesse che seguono il movimento relativo dei blocchi, caratterizzate da zone eterogenee con asperità più piccole circondate da porzioni in scorrimento asismico.

Capitolo 2

Inquadramento e dati per l'area di studio

2.1 Inquadramento sismo-tettonico

Il Mediterraneo si colloca tra due grandi placche: la placca Africana e la placca Euroasiatica, in collisione tra di loro. Il quadro tettonico è nel suo insieme complesso per il fatto che tra queste due placche si possono identificare blocchi litosferici più piccoli che si muovono in maniera indipendente. Ne è un esempio la microplacca Adriatica che non è identificabile come un'estensione né della placca Africana né di quella Euroasiatica, tanto che, valutando sempre rispetto alla placca Euroasiatica, mentre la placca Africana si muove in direzione N-W a una velocità di circa 6 millimetri per anno, essa si muove in direzione N-E a una velocità di 4-5 millimetri per anno (si veda il lavoro di Battaglia et al. 2004). L'identificazione di questi blocchi è un problema che viene affrontato attraverso studi sismologici e geodetici che sono oggi supportati dall'analisi delle velocità del terreno registrate grazie al GPS.

Le Alpi, la più alta catena d'Europa, si sono sviluppate attraverso un vasto processo che iniziò a partire dal Cretaceo, 145 Ma fa, per chiusura dell'oceano ligure-piemontese dopo la collisione tra il margine continentale Adriatico e quello Europeo. Le Alpi sono solo uno dei risultati della collisione delle masse continentali dell'Africa, dell'Arabia e del subcontinente indiano con l'Eurasia che diede origine alla catena Alpino-Himalayana. Sulle Alpi ritroviamo due archi di differente dimensione, età e significatività geologica (Serpelloni et al. 2016). Il primo e il più profondo si è formato da 145 a 2.5 Ma fa, è rivolto verso l'entroterra Europeo ed è formato da unità sia continentali che oceaniche. Il secondo forma le Alpi meridionali, si è formato a partire da 23 Ma fa, ed eredita la geologia della parte superiore della placca Adriatica. Il confine tra questi due archi è indicato dalla Linea Periadriatica (si veda la figura 2.1) che attraversa longitudinalmente buona parte della catena alpina.

Le Alpi meridionali interessano le Alpi centro-orientali italiane dove viene attualmente accomodata la maggior parte della convergenza tra la placca Adriatica e il blocco Europeo, attraverso un complesso sistema di strutture di faglia sub-parallele con mec-

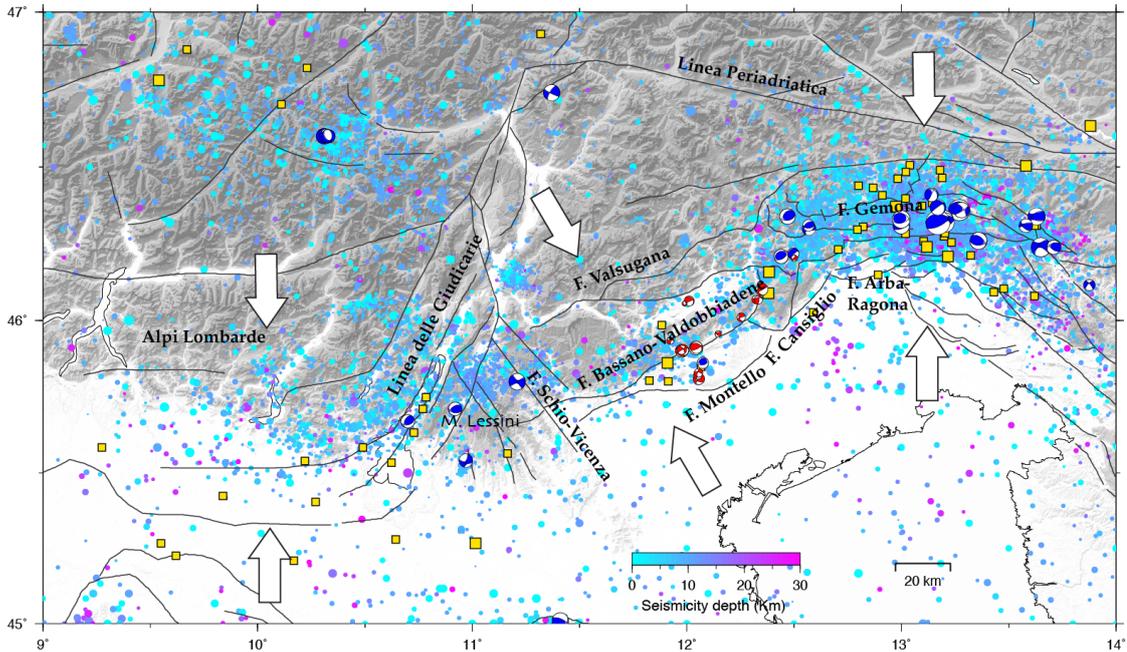


Figura 2.1: *Inquadramento sismotettonico delle Alpi meridionali dove sono riportate le principali faglie attive, la sismicità strumentale registrata, i meccanismi focali da reti sismiche nazionali e internaizonali (blu) e da reti locali sperimentali (rossi) e la sismicità storica (quadrati gialli) dal catalogo CPTI15 (Rovida et al. 2020) di magnitudo $5 < M < 6$ (quadrati piccoli) e di magnitudo $M > 6$ (quadrati grandi)*

canismi compressivi e trascorrenti. I principali fronti sismotettonici presenti nell'area di studio (figura 2.1) sono il fronte compressivo delle Alpi lombarde che borda le aree pedealpine, la zona ampia di compressione che interessa le Alpi venete e friulane dove sono presenti numerose strutture di faglia parallele localizzate all'interno della prima porzione meridionale della catena e il blocco prevalentemente trascorrente che si trova in mezzo e che interessa la linea delle Giudicarie con direzione SSO-NNE dal lago di Garda fino alla valle di Bolzano e il blocco dei Monti Lessini delimitato a Est dalla faglia di Schio-Vicenza.

In particolare, riguardo al dominio delle Alpi veneto-friulane, è possibile notare la presenza di un complesso sistema di faglie compressive (Benedetti et al. 2000; Galadini, Poli e Zanferrari 2005) sia sepolte sotto le aree di pianura in prossimità del fronte alpino (come la faglia del Montello) sia in corrispondenza della prima parte del fronte alpino (come la faglia di Bassano-Valdobbiadene) sia ancora nelle aree più interne della catena che identificano faglie più mature (come la faglia di Gemona e quella della Valsugana).

Questi tre domini sono molto diversi tra di loro da un punto di vista geologico-strutturale e possono essere assunti come dei blocchi cinematici indipendenti. In quest'area la convergenza N-S aumenta da ovest a est a causa della rotazione in senso antiorario della microplacca Adriatica attorno al proprio polo di Eulero che è situa-

to indicativamente nella parte occidentale della pianura padana. In particolare questa convergenza della placca Adriatica verso nord porta ad un accorciamento misurato da osservazioni geodetiche che varia da meno di 1 millimetro per anno per le Alpi lombarde fino a più di 2 millimetri per anno per le Alpi veneto-friulane (Serpelloni et al. 2016).

Questa convergenza produce un regime di sforzi compressivi accomodato dalle faglie presenti che sono in grado di causare forti terremoti. Alla pericolosità sismica di quest'area si aggiunge anche un alto rischio sismico dovuto alla presenza di insediamenti umani. Questa tesi si concentra sulla zona delle Alpi sud-orientali italiane che è stata soggetta in passato a terremoti di magnitudo superiore a 6 (Figura 2.1). Il più recente e disastroso terremoto è stato il terremoto del Friuli nel 1976 di magnitudo momento Mw 6,45 (Rovida et al. 2020) generato dalla faglia di Gemona e che ha provocato 990 vittime e lasciato senza dimora più di 45000 persone. Tuttavia non sempre è facile attribuire ai terremoti storici una sicura provenienza dal sistema di faglie presente in questa zona; ciò è dovuto alla complessità del contesto della regione con tassi lenti di deformazione su faglie non visibili.

2.2 Dati GPS

Il *Sistema di Posizionamento Globale*, il cui acronimo in inglese è GPS, è un sistema che permette di misurare la posizione, il tempo e la velocità di punti sulla superficie terrestre o nell'atmosfera. Esso fa parte della categoria dei sistemi di radio-localizzazione GNSS (Global Navigation Satellite Systems), i quali sono composti da costellazioni di satelliti che forniscono informazioni, 24 ore su 24, a chiunque sia adeguatamente attrezzato e si trovi sulla superficie terrestre o nelle sue prossimità. Nella categoria dei sistemi GNSS rientrano, oltre alla costellazione GPS, il sistema GLONASS, gestito dalla Russia, e il sistema Galileo, sviluppato dalle nazioni Europee e pensato per essere inter-operativo con GPS e GLONASS. Il continuo ampliamento dei satelliti che formano il GNSS fa sì che il numero di satelliti visibili da un qualsiasi punto sulla Terra possa aumentare e quindi possa essere incrementata l'accuratezza del posizionamento (Awange 2011).

Il GPS è il più vecchio e più utilizzato sistema di tipo GNSS. Esso si è sviluppato negli anni sessanta ed è diventato totalmente operativo nel 1995. I satelliti del GPS erano designati inizialmente per un uso militare e anche oggi le applicazioni civili, sebbene predominanti, hanno un ruolo secondario. Il GPS è dotato di una costellazione di 31 satelliti che orbitano attorno alla Terra a una quota di circa 20 mila km. Le orbite sono disposte in maniera tale da far sì che ogni punto sulla superficie sia visibile da almeno quattro satelliti contemporaneamente. Ciò è dovuto al fatto che il sistema può eseguire misure di posizione a partire dalle distanze tra ciascun satellite e il punto in superficie. Servono quindi almeno quattro distanze per determinare le tre coordinate indipendenti, Est-Nord-Up, della posizione della stazione: ognuna di queste distanze definisce una sfera attorno a uno dei satelliti con un solo punto di intersezione con le altre tre (la posizione del punto nello spazio e nel tempo).

Oggi il GPS è parte integrante delle scienze che studiano la Terra ed ha un ruolo chiave nella valutazione e nella comprensione dei rischi naturali. Le sue applicazioni vanno

dallo studio delle deformazioni prodotte dai terremoti e dai vulcani, al monitoraggio dei cambiamenti del livello del mare e dello scioglimento dei ghiacciai. In particolare nello studio del ciclo sismico il GPS permette di monitorarne tutte e tre le fasi (intersismica, cosismica e postsismica) divenendo a tutti gli effetti complementare agli studi sismologici (Paul Segall e Davis 1997). La misura e l'analisi delle velocità del suolo durante la fase intersismica è oggi uno dei metodi migliori per valutare in quali luoghi è possibile si verificino terremoti in futuro; il GPS in quest'ambito è in grado di rilevare spostamenti dell'ordine del millimetro per anno con accuratezza submillimetrica.

2.3 Analisi di serie temporali di spostamento

Le misure GPS per studi geofisici sono registrate da stazioni composte da un'antenna e un ricevitore che permettono l'acquisizione dei segnali satellitari a doppia frequenza. Il tasso di acquisizione dei ricevitori può variare da un campionamento ogni 30 secondi (che è il tasso più comunemente adottato) fino ad anche 10 campionamenti al secondo. Le stazioni GPS possono essere *permanenti*, se acquisiscono in continuo il segnale, o *di campagna* quando gli strumenti sono installati per periodi limitati e talvolta ripetuti nel tempo. Le stazioni GPS, da cui sono stati ricavati i dati utilizzati, appartengono a diverse reti gestite sia da enti pubblici, come università, regioni, enti di ricerca, e sia da società private.

I dati di fase raccolti da ciascuna stazione vengono elaborati per ottenere delle misure giornaliere di posizione, tramite l'utilizzo di programmi specifici che permettono di tenere conto di alcune sorgenti di errore, come i ritardi atmosferici, nella propagazione dei segnali radio. Le misure giornaliere di posizione delle stazioni GPS sono ottenute rispetto un sistema di riferimento globale geocentrico, comunemente riconosciuto all'interno delle comunità scientifiche. In particolare tali sistemi si sono sviluppati a partire dal 1988 con lo sviluppo della geodesia satellitare e in risposta alla ricerca di un sistema di riferimento terrestre che possa dirsi *assoluto*.

I dati utilizzati in questa tesi sono stati processati presso la sezione di Bologna dell'INGV sfruttando un centro di calcolo che elabora dati GPS registrati da più di 3000 stazioni presenti in Europa e non solo (Serpelloni et al. n.d.) utilizzando il programma GAMIT/GLOBK, sviluppato dal MIT (Massachusetts Institute of Technology). Le misure di posizione giornaliera delle stazioni GPS sono state ottenute rispetto al sistema di riferimento globale ITRF14 (International Terrestrial Reference Frame, 2014). Per ciascuna stazione è possibile ottenere una serie temporale di spostamento, ciascuna per ogni coordinata Est, Nord e verticale, che indica la variazione di posizione di una stazione rispetto alla sua posizione iniziale. Un esempio di ciò che si ottiene è mostrato in Figura 2.2, dove si può osservare un andamento lineare nel tempo sovrapposto a delle oscillazioni stagionali. Il termine lineare rappresenta la velocità a lungo termine che ha quel punto solitamente per effetto di fattori naturali, come i movimenti tettonici.

Da queste serie si potrebbe pensare di ricavare una stima delle velocità e degli errori associati eseguendo una regressione lineare sui dati, tuttavia sarebbe bene tenere conto delle oscillazioni stagionali del terreno in risposta al carico imposto in superficie per

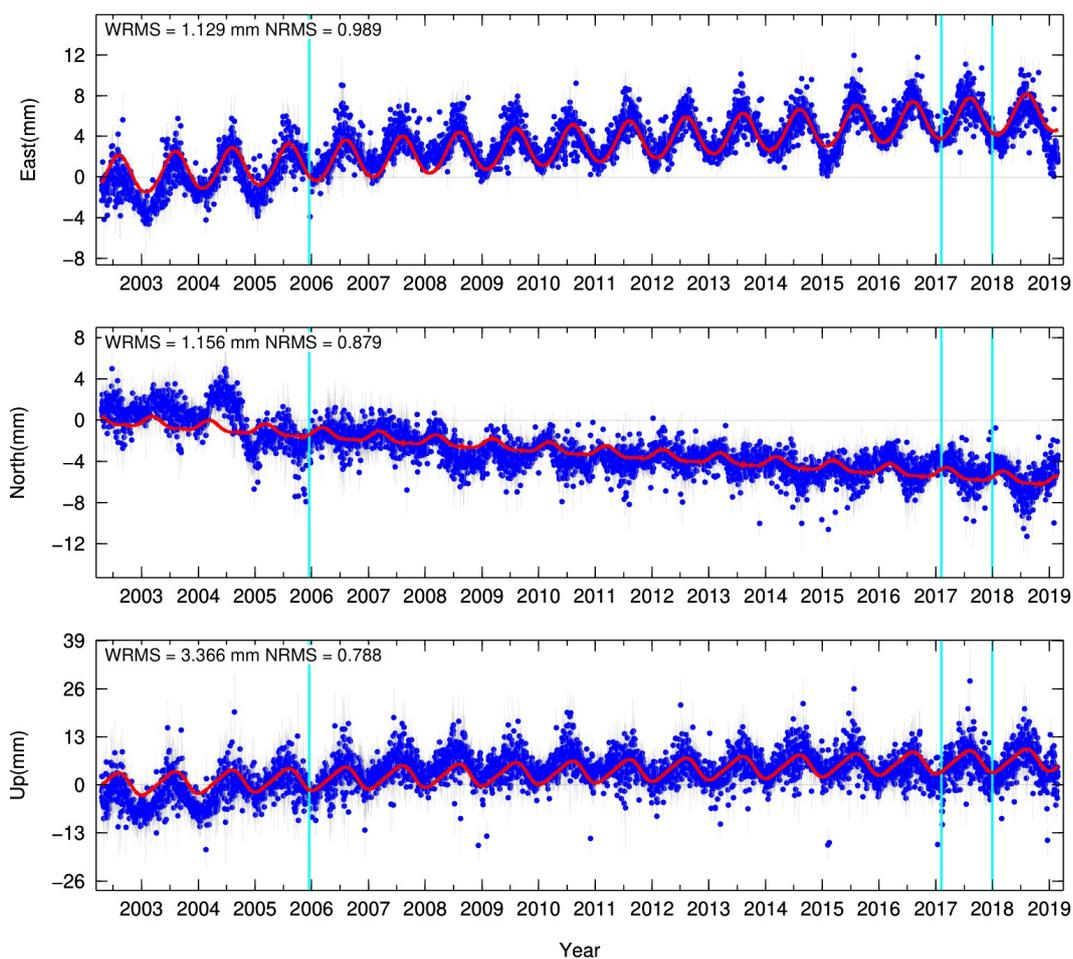
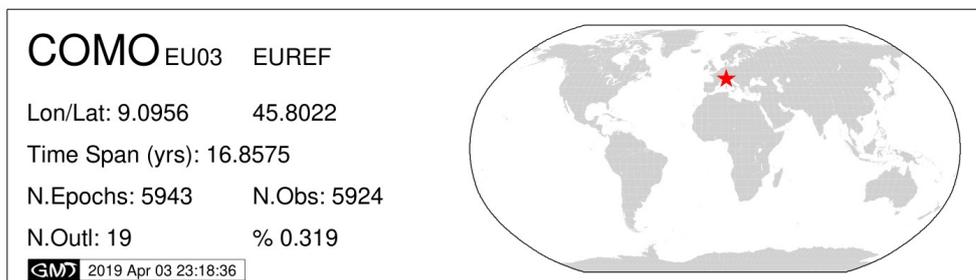


Figura 2.2: Serie temporali per la stazione permanente di Como. Le barre azzurre indicano cambi strumentali nella stazione che possono dar luogo a offsets da correggere (in figura sono stati corretti). La linea rossa indica la modellazione della serie temporale secondo la funzione 2.1.

variazioni dell'ambiente circostante. Tali oscillazioni fanno sì che si debbano applicare termini correttivi periodici, aventi periodo annuale e semiannuale, ai modelli per i fit delle serie temporali. Inoltre influiscono fattori di natura tecnica come cambiamenti della strumentazione GPS, come l'antenna o il ricevitore, che si traducono in una discontinuità nelle serie temporali. Generalmente il risultato è che per descrivere le serie temporali sono necessari modelli in cui, accanto alla funzione lineare principale, compaiono termini non lineari, come nella seguente:

$$x = x_o + vt + a \cos 2\pi t + b \sin 2\pi t + c \cos 4\pi t + d \sin 4\pi t + fH(t - t_0) \quad (2.1)$$

dove v indica la velocità a lungo termine, a , b , c e d sono i coefficienti per i termini stagionali annuali e semi-annuali e $H(t - t_0)$ indica una funzione gradino in corrispondenza di un salto avvenuto all'epoca t_0 (come un cambiamento di strumentazione o uno spostamento cosismico) moltiplicato per il valore di spostamento f .

Determinata la velocità v per confronto della (2.1) con la serie temporale osservata in ogni punto dotato di stazione GPS, il risultato dell'analisi di serie temporali per stazioni GPS che coprono una data area è un campo di velocità discreto in quell'area con le relative incertezze. Le velocità così ottenute sono quindi rispetto ad un sistema di riferimento globale, ITRF14, mentre per studi a piccola scala risulta più conveniente porre il campo di velocità rispetto un sistema di riferimento locale, per poter apprezzare meglio gradienti spaziali di velocità di ordine millimetrico. Nel nostro caso le velocità sono state calcolate rispetto il polo Eurasiatico che considera la placca di Eurasia come rigida e stabile.

2.4 Campo di velocità

Questo lavoro si basa sui dati ottenuti da 154 stazioni, non solo italiane. La maggior parte di queste consiste di stazioni permanenti; ne fanno eccezione solo poche di tipo non-permanente collocate in prossimità della collina del Montello. Per le stazioni permanenti l'analisi delle serie temporali, effettuata grazie a programmi specifici che tengono conto dei fattori discussi nel paragrafo precedente 2.3, porta ad ottenere un campo discreto di velocità. Tale campo è espresso in coordinate N-E poiché non sono considerate componenti della velocità ortogonali alla superficie terrestre (i.e. velocità verticali).

Le stazioni considerate sono state scelte per essere maggiormente concentrate nella zona interessata, cioè quella delle Alpi sud-orientali, e con una serie temporale sufficientemente lunga (almeno 4,5 anni) per avere una stima affidabile delle velocità orizzontali. In particolare, seguendo l'arco alpino italiano, le stazioni coprono indicativamente un'area che si estende da Como a Trieste (si veda figura 2.3). L'attenzione è soprattutto rivolta al confine nord tra la microplacca Adriatica e le Alpi, che sarà discusso in dettaglio nel paragrafo 2.1. Qui vi è alta densità di fagliazioni inverse composite e individuali non direttamente osservabili. Le poche stazioni che si trovano fuori dalla zona alpina, 22, sono collocate più a nord, fuori dall'Italia e in zona Euasiatica. Esse fanno parte del *network* IGS (International GPS Service for Geodynamics) e sono state utilizzate per

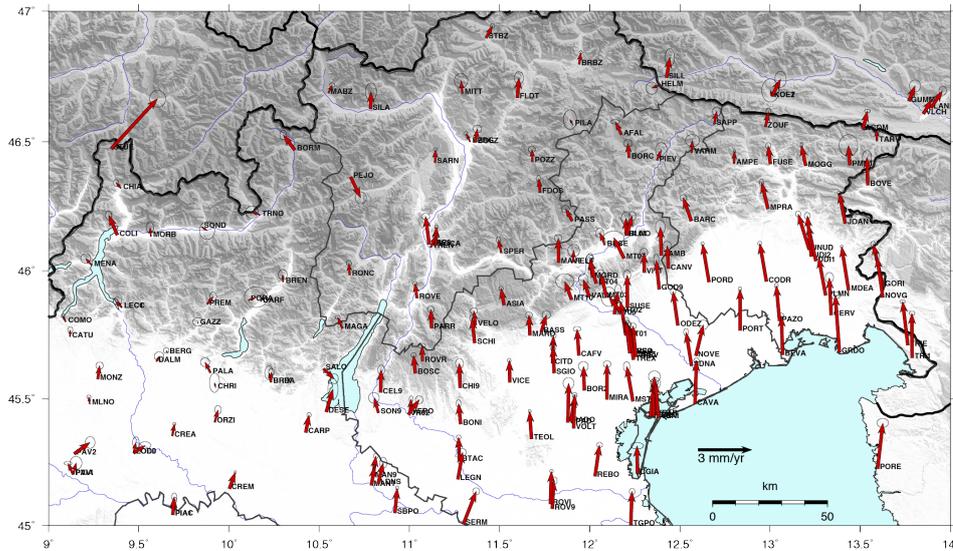


Figura 2.3: Campo di velocità orizzontale posto rispetto al sistema di riferimento Eurasia-fisso e con ellissi d'errore al 95%

definire le velocità della placca Euroasiatica; si porrà infatti, come detto, il problema di inversione scegliendo il blocco Euroasiatico come blocco di riferimento per le velocità.

Da un'osservazione del campo nell'area in esame si nota come la deformazione sul suolo italiano sia importante, con velocità dell'ordine di qualche millimetro per anno. Nel complesso il campo di velocità aumenta da ovest a est raggiungendo valori più significativi a partire dalla pianura Veneziana. Qui si nota bene un gradiente di velocità in crescita da nord a sud dovuto alla microplacca Adriatica che si incunea sotto il blocco Europeo. La prima ha un moto di rotazione antiorario che spiega l'orientazione delle velocità in direzione N-NW che si osservano soprattutto nell'area Friuliana. Il campo decresce a nord dell'Italia raggiungendo valori in modulo molto bassi, sotto al millimetro per anno. Le 22 stazioni fuori dall'Italia registrano valori ancora più bassi; ciò è dovuto al fatto che esse si trovano al centro della placca Euroasiatica, in regioni non soggette a deformazione e che è stata presa come placca rigida di riferimento.

Capitolo 3

Modelli a blocchi

Allo scopo di eseguire uno studio per mezzo di un modello a blocchi è necessario definirli e definire la geometria delle faglie che li bordano, partendo da informazioni che possono essere acquisite da cataloghi a disposizione di sismicità e delle faglie. Una volta completata questa procedura il software Blocks, utilizzato in questo lavoro, è in grado di implementare i metodi di inversione esposti nel paragrafo 1.3 per la stima dei poli di rotazione di ciascun blocco e dei corrispondenti scorrimenti attesi a lungo termine, *slip rates*, su ogni piano di faglia.

Abbiamo considerato modelli con un diverso numero di blocchi sia a *slip* uniforme sui piani di faglia sia a *slip* distribuito. Mentre nel primo caso la geometria di faglia è rettangolare, nel secondo non è piana ed è stata ricostruita con una *mesh* triangolare, collocata al bordo dei blocchi nell'area delle Alpi orientali italiane. Dai modelli è possibile avere una stima dei valori di *slip rate* lungo i confini dei blocchi e comprendere, in base alla differenza tra le velocità modellate in superficie e le velocità osservate, se geometria e posizione dei blocchi siano o meno adeguate per la descrizione del quadro deformativo. Inoltre i modelli a *slip* distribuito permettono di trarre conclusioni sull'accoppiamento intersismico delle porzioni di faglia (si veda il paragrafo 1.4).

I dati di velocità utilizzati in questi modelli sono stati selezionati opportunamente considerando solo stazioni che abbiano raccolto almeno quattro anni e mezzo di dati nonché fornito risultati coerenti con quelli di stazioni ritenute stabili. Tutte le velocità considerate sono relative al blocco Euroasiatico considerato come fisso. Si precisa da ora che tale blocco si trova in ogni modello, è esterno a tutti gli altri blocchi e racchiude al suo interno 22 stazioni che sono collocate fuori dall'Italia (si veda il paragrafo 2.4). In questi paragrafi si propone un'esposizione delle caratteristiche del codice utilizzato, dei vari modelli utilizzati e dei risultati che hanno prodotto.

3.1 Il software Blocks

Il software impiegato in questo lavoro di tesi per l'applicazione del problema di inversione, discusso nel paragrafo 1.3, è Blocks (Meade e Loveless 2009). Blocks è un programma scritto in linguaggio Matlab e permette di definire un modello cinematico a blocchi

stimando i poli di rotazione per i blocchi considerati e i corrispondenti valori di *slip rate* per le faglie coinvolte. È possibile stimare distribuzioni eterogenee di *slip rate* sui piani di faglia descrivendole con superfici suddivise in *meshes* triangolari. Il programma è ampio e possiede più interfacce grafiche che permettono all'utente di gestire i parametri in ingresso e di visualizzare i risultati, nonché funzioni specifiche per il calcolo di parametri di interesse (come, ad esempio, il *coupling* intersismico). Per funzionare, Blocks utilizza diversi tipi di file contenenti parametri in buona parte gestibili attraverso funzioni da GUI (*Graphical User Interface*). I principali sono:

- un file con estensione *.segment* che contiene tutte le informazioni necessarie riguardo alla geometria delle faglie del modello. Nello specifico contiene informazioni sulla collocazione dei *segmenti* di faglia che sono l'intersezione di ciascun piano di faglia, rappresentato da una superficie rettangolare, con la superficie. Ritroviamo quindi in questo file latitudine e longitudine dei punti iniziale e finale di ciascun segmento, la *locking depth* della faglia associata al segmento specificato e l'angolo di *dip* della stessa. Vi è poi la possibilità, attraverso un tool, di sostituire ai piani di faglia di più segmenti contigui una *mesh* triangolare, nel caso in cui si volesse costruire un modello a *slip* distribuito
- un file *.block* che identifica e dà un nome a ciascun blocco. Esso contiene le coordinate di un punto interno a una catena chiusa di segmenti indicando così univocamente il blocco racchiuso dagli stessi. Per ciascun blocco possono essere assegnati in questo file anche valori *a priori* di velocità angolare attorno al suo polo di Eulero. Ciò può servire anche a stabilire quale blocco vada considerato fissato durante l'inversione; ad esempio, in questo lavoro di tesi, dopo aver incluso il blocco Euroasiatico nei modelli trattati si è imposto che questo fosse fermo, in virtù del fatto che le velocità osservate (cioè i dati) sono riferite alla placca Euroasiatica.
- un file *.command* che indica al programma i file necessari al suo funzionamento. Tra questi, oltre ai file *.segment* e *.block*, si hanno il documento contenente i dati delle velocità delle stazioni GPS e il file che include la geometria dell'eventuale *mesh*. Nel caso in cui venga considerata una *mesh* triangolare, in questo file bisogna definire anche il valore del coefficiente di *smoothing* (si veda la fine del paragrafo 1.3) per la regolarizzazione della distribuzione di *slip rate* sugli elementi della *mesh*. Sempre in questo caso si possono definire anche altre opzioni per imporre dei vincoli sulla distribuzione di *slip rate*, come ad esempio imporre di avere valori nulli su specifici bordi della *mesh* o valori di *slip rate* a priori.

Un normale flusso di lavoro per l'utilizzo del software Blocks prevede quindi di definire le geometrie di faglia agendo sul file ASCII *.segment* o direttamente attraverso un editor di testo o, in modo più intuitivo, per mezzo di applicativi interni al programma stesso (come la funzione *SegmentManager*). Contemporaneamente si inseriscono nel file *.block* le coordinate di punti interni ai blocchi in modo da poter porre in relazione ciascun segmento a un blocco specifico (anche questa operazione può essere fatta attraverso la funzione *SegmentManager*); infine, una volta specificati i nomi dei file e dei dati da utilizzare nel

file *.command*, è possibile lanciare l'esecuzione del programma per mezzo della funzione *Blocks*. Durante l'esecuzione vengono generate le matrici definite nel paragrafo 1.3 che legano i dati ai parametri da stimare e infine viene eseguita l'inversione. Questa avviene attraverso il metodo dei minimi quadrati pesati secondo l'equazione (1.21). Per il calcolo del tensore delle funzioni di Green per il problema degli spostamenti (equazione (1.10)) il codice utilizza le funzioni esplicite riportate nel lavoro di Okada 1985 ed è stato utilizzato un modulo di Poisson uguale a 0.25.

L'output dell'esecuzione di *Blocks* è una cartella contenente files di risultati che comprendono, tra le altre cose, le velocità modellate, i residui rispetto alle velocità osservate e informazioni sulla statistica (e.g. scarto quadratico medio e χ^2 per il fit delle velocità GPS).

3.2 Modelli a slip uniforme

Sono stati sviluppati in totale tre modelli a *slip* uniforme, nei quali è ammesso scorrimento uniforme su tutti i piani di faglia. Questi modelli sono di complessità crescente per il fatto che aumenta il numero di blocchi considerato.

Il *primo modello* divide la zona di interesse in tre blocchi. Il blocco meridionale (blocco Adriatico) è rappresentativo della parte nord della microplacca Adriatica che, come discusso nel paragrafo 2.1, si incunea sotto le Alpi. Si hanno poi altri due blocchi: uno ad ovest (blocco delle Alpi centrali) ed uno a est (blocco delle Alpi orientali), separati dalla linea di faglie delle Giudicarie. La geometria delle faglie rettangolari poste sui confini di questi blocchi è stata costruita a partire dai cataloghi disponibili sulle faglie attive; in particolare si è fatto riferimento al DISS (Database of Individuals Sismogenic Sources), reso disponibile pubblicamente dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

In questo modello le faglie al confine sud del blocco delle Alpi orientali hanno piani che immergono verso NNW, nell'area delle Dolomiti, e verso NNE, nella zona delle alpi Carniche, con angoli medi di 40° ; invece le faglie che bordano il blocco delle Alpi Centrali immergono verso N con angoli più piccoli, in media di 34° (si veda figura 3.1). Poiché ciò che si è interessati a risolvere è la situazione deformativa nella zona delle Alpi sud-orientali, i segmenti più esterni non ricalcano linee di faglie esistenti ma sono solamente confini che chiudono i blocchi; per lo stesso motivo sono stati imposti sulle faglie relative a questi segmenti angoli di *dip* di 90° .

Il risultato dell'inversione di questo modello è esposto in figura 3.2A, dove sono rappresentate le velocità modellate e osservate. Il campo di velocità modellato è la differenza tra il contributo *rotazionale*, dovuto al movimento dei blocchi, e quello *elastico* dovuto alla deformazione del terreno (si veda figura 3.2B). Dalla mappa delle velocità residue (in ogni stazione la velocità residua è la differenza tra la velocità osservata e modellata, figura 3.5), si osserva come il campo modellato riproduca complessivamente bene quello osservato, con una direzione dei vettori residui che non sembra indicare un segnale sistematico riprodotto dal modello o non corretto dai dati. Il valore medio, in

modulo, delle velocità residue (RMSE, Root Mean Square Error) è calcolato come:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (v_i^{obs} - v_i^{mod})^2}{N}} \quad (3.1)$$

dove v_i^{obs} sono le velocità GPS osservate, v_i^{mod} quelle modellate ed N è pari al doppio del numero delle stazioni GPS (poiché ogni vettore velocità ha due componenti). Il valore per questo modello è di 0.265 millimetri per anno come mostrato in tabella 3.1. La percentuale di stazioni che hanno modulo di velocità residua inferiore all'incertezza media sulle velocità è pari a circa il 31%.

Modelli che contengono un maggior numero di blocchi hanno un numero maggiore di parametri per riprodurre le velocità osservate; aggiungendo anche un solo blocco in più ad un qualsiasi modello ci si dovrebbe quindi aspettare una diminuzione dei residui e quindi del χ^2 . Bisogna chiedersi se tale passaggio sia ragionevole, cioè se la diminuzione di χ^2 sia o meno accompagnata da un significativo miglioramento del fit dei dati. A tal proposito si è utilizzato un F test per verificare se l'utilizzo di un modello con un blocco in più rispetto al primo sia accettabile da un punto di vista statistico, seguendo l'approccio di Stein e Gordon 1984. In generale, partendo da N dati e da due modelli, uno con m parametri, cioè con $\nu_1 = N - m$ gradi di libertà, e uno con un numero di parametri $n > m$, cioè con $\nu_2 = N - n$ gradi di libertà, l' F test è eseguito calcolando il rapporto:

$$F = \frac{(\chi^2(m) - \chi^2(n))/(n - m)}{\chi^2(n)/(N - n)} = \frac{\Delta\chi^2/(n - m)}{\chi_{\nu_2}^2} \quad (3.2)$$

dove si è indicato con $\chi_{\nu_2}^2$ il chi-quadrato ridotto per il secondo modello. Più il valore di F è grande più si può essere confidenti del fatto che il secondo modello abbia apportato un miglioramento significativo al fit dei dati. I valori di F seguono una distribuzione che è detta distribuzione di Fisher-Snedecor dalla quale, fissati i gradi di libertà, si ricava la probabilità P_F che il valore di F sia più grande di quello osservato. Solitamente si considera un livello di confidenza al 5% per scegliere se rifiutare o accettare la soluzione più complessa, che corrisponde a un valore critico di F (F_{crit}) da superare per poter accettare il modello più complesso. Nel caso di interesse, N è dato dal doppio delle stazioni GPS considerate, in quanto ogni stazione contiene due valori di velocità (est e nord); m , invece, è dato da $3(b - 1)$ parametri, dove b è il numero dei blocchi del primo modello. Considerando che il secondo modello avrà di conseguenza $3b$ parametri, si può riscrivere la (3.2) come:

$$F = \frac{(\chi^2(b + 1) - \chi^2(b))/3}{\chi^2(b + 1)/(N - 3b)} = \frac{\Delta\chi^2}{3\chi_{\nu_2}^2} \quad (3.3)$$

dove si è scritto il chi-quadro in funzione del numero dei blocchi.

Il **secondo modello** contiene un blocco aggiuntivo in posizione centrale (si veda figura 3.1), confinante con tutti e tre gli altri blocchi. L'aggiunta del nuovo blocco è suggerita dal fatto che sono presenti faglie sismogeniche sia individuali che composite in corrispondenza dei Monti Lessini (figura 2.1) che chiudono da sud un'area tra il blocco

delle Alpi centrali e quello delle Alpi orientali. Questo modello è risultato statisticamente accettato a seguito di un F test rispetto al primo modello applicando la (3.3) (si veda tabella 3.1). Dall'inversione del secondo modello si ottengono in generale *slip rates* di tipo *dip-slip* importanti sulle faglie, soprattutto nell'area delle Alpi orientali dove le velocità raggiungono un picco di 2,4 millimetri per anno (si veda figura 3.6). Nell'area delle Alpi centrali, che sono una zona sismicamente meno attiva dell'area orientale, gli scorrimenti sono più contenuti e non superano il millimetro per anno. Per quanto riguarda il campo di velocità modellato, si ottengono risultati simili a quelli del primo modello ma con residui minori per l'area interna al nuovo blocco (figura 3.5) e con una conseguente lieve diminuzione del valore medio dei residui in modulo a 0.260 millimetri all'anno (tabella 3.1).

Un **terzo modello** è stato infine testato partendo dal fatto che studi recenti hanno evidenziato che il fronte compressivo in corrispondenza della collina del Montello presenta due strutture attive parallele (Anderlini et al. 2020), ossia la faglia del Montello e la faglia di Bassano (si veda figura 2.1), zona dove è presente anche una buona densità di dati. Ciò può giustificare l'introduzione di un terzo e ultimo modello contenente un blocco ulteriore che divide in due il blocco delle Alpi orientali. È stato eseguito anche in questo caso il test statistico dell' F test per vedere quanto il blocco aggiuntivo potesse migliorare il fit sui dati, ma in questo caso il risultato è negativo (tabella 3.1). Si noti anche come il valore di $\chi^2/d.o.f.$ (chi-quadrato su gradi di libertà) diminuisca poco nel passaggio dal secondo modello all'ultimo. Queste considerazioni indicano che probabilmente non si hanno a disposizione abbastanza dati, in particolare nella zona del Montello, per risolvere il problema con un blocco aggiuntivo. Il risultato dell'inversione di quest'ultimo modello è riportato in figura 3.4 con residui mostrati in figura 3.5.

Modello	Numero di blocchi	$\chi^2/d.o.f.$	RMSE (mm/anno)	F	F_{crit}
I	4	10.070	0.265	-	-
II	5	9.644	0.260	5.52	2.65
III	6	9.627	0.257	1.08	2.65

Tabella 3.1: *Confronto tra i tre modelli a slip uniforme considerati. Con $\chi^2/d.o.f.$ si intende il valore di chi-quadrato sui gradi di libertà, con RMSE l'errore quadratico medio come definito in (3.1), con F il risultato dell' F test come definito in (3.3) e con F_{crit} il valore di soglia di F per il rifiuto del modello, assumendo confidenza al 5%. Si noti che il valore di F per il secondo modello è calcolato rispetto al primo mentre il valore per il terzo è calcolato rispetto al secondo; inoltre nel conteggio dei blocchi è incluso il blocco Euroasiatico esterno a tutti gli altri.*

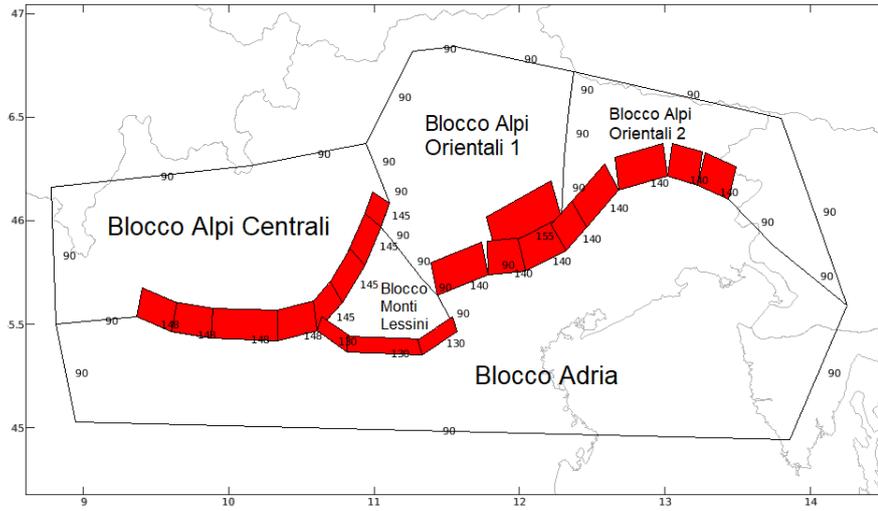


Figura 3.1: *Illustrazione del terzo modello contenente il maggior numero di blocchi e comprendente le geometrie dei modelli precedenti; i valori numerici, posti sui segmenti, rappresentano gli angoli di dip (gli angoli maggiori di 90° sono valori supplementari degli angoli di dip dovuti alle convenzioni di Blocks).*

3.3 Modello a slip distribuito

I primi due modelli esposti nel paragrafo precedente 3.2 forniscono un campo di velocità con residui significativi in prossimità del confine tra il blocco Adriatico e il blocco delle Alpi orientali. Allo scopo di trovare un modello che potesse migliorare l'accordo con i dati e, allo stesso tempo, fornire informazioni sui valori distribuiti di *slip rate* in profondità, si è introdotta una geometria di faglia costituita da una *mesh* di elementi triangolari. È stata quindi realizzata una superficie continua a partire dai piani rettangolari delle faglie sul confine tra il blocco Adriatico e il blocco delle Alpi orientali con l'utilizzo del software GMSH. Tale geometria è stata inserita nel secondo modello in quanto accettato dall' F test statistico e quindi migliore del primo nel fit dei dati. Per l'inversione sono state imposte condizioni aggiuntive sullo *slip rate* distribuito su ciascun triangolo (si veda equazione (1.18) nel paragrafo 1.3). In particolare i valori di *slip rate* sono stati imposti nulli al bordo inferiore della superficie di faglia ipotizzando una distribuzione di *slip rate* prevalentemente concentrata in superficie; contemporaneamente si è fissato un valore opportuno del parametro di *smoothing* β_1 che permettesse di regolarizzare la distribuzione sui triangoli. Un basso valore di β_1 permette un miglior fit delle velocità GPS ma fornisce una rappresentazione irrealistica di *slip rate* sul piano di faglia; viceversa un alto valore di β_1 permette di regolarizzare la distribuzione ma peggiora il fit delle velocità; inoltre se il valore risultasse troppo alto, si otterrebbe un valore presoché uniforme di scorrimento.

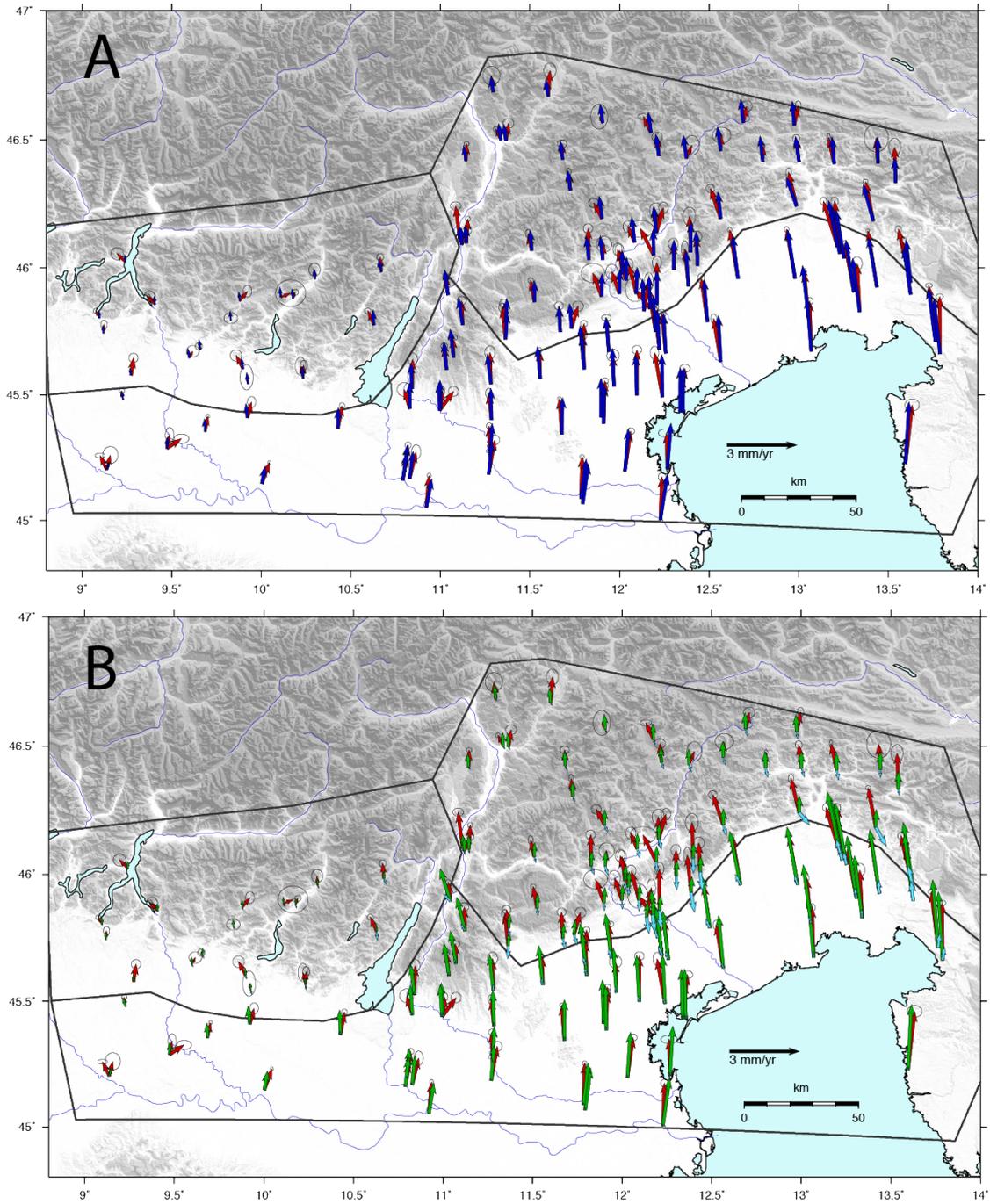


Figura 3.2: Risultati dell'inversione per il primo modello con ellissi di errore al 95%: A) Confronto tra il campo di velocità GPS osservato (rosso) e il campo di velocità modellato (blu) B) confronto tra campo di velocità osservato (rosso) e le componenti delle velocità modellate dovute alla rotazione dei blocchi (verde) e al contributo elastico di back-slip (celeste)

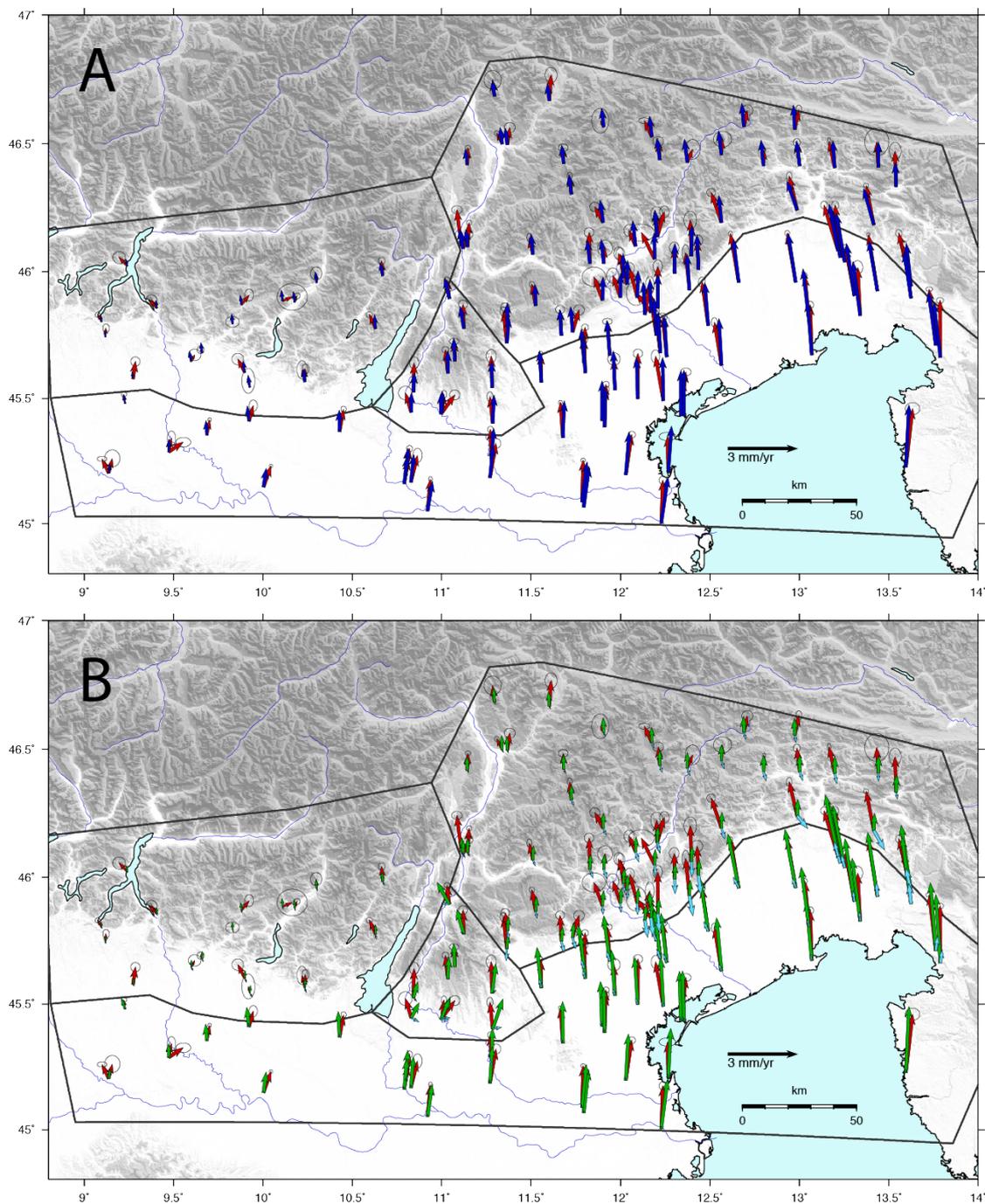


Figura 3.3: Risultati dell'inversione per il secondo modello con ellissi di errore al 95%: A) Confronto tra il campo di velocità GPS osservato (rosso) e il campo di velocità modellato (blu) B) confronto tra campo di velocità osservato (rosso) e le componenti delle velocità modellate dovute alla rotazione dei blocchi (verde) e al contributo elastico di back-slip (celeste)

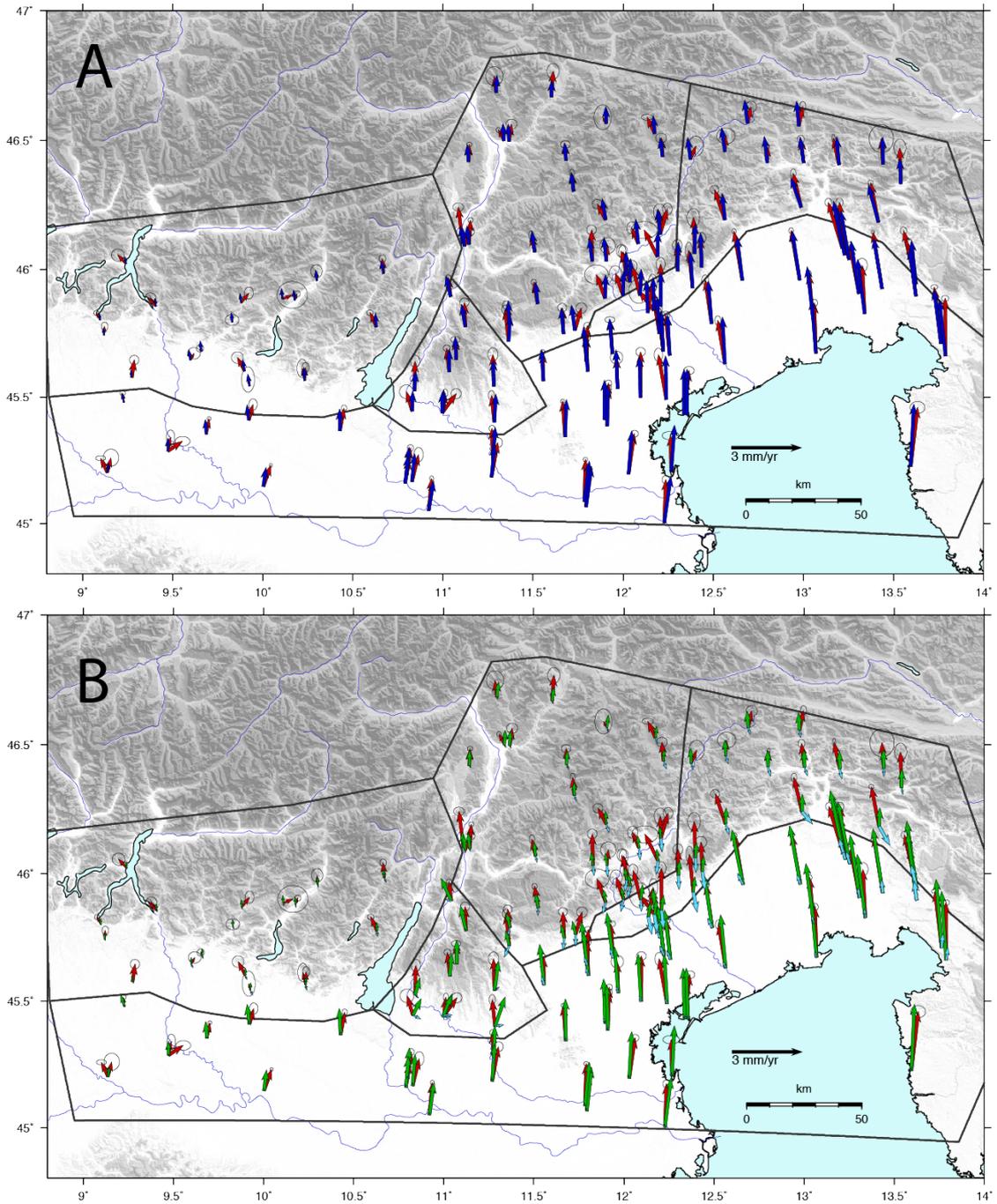


Figura 3.4: Risultati dell'inversione per il terzo modello con ellissi di errore al 95%: A) Confronto tra il campo di velocità GPS osservato (rosso) e il campo di velocità modellato (blu) B) confronto tra campo di velocità osservato (rosso) e le componenti delle velocità modellate dovute alla rotazione dei blocchi (verde) e al contributo elastico di back-slip (celeste)

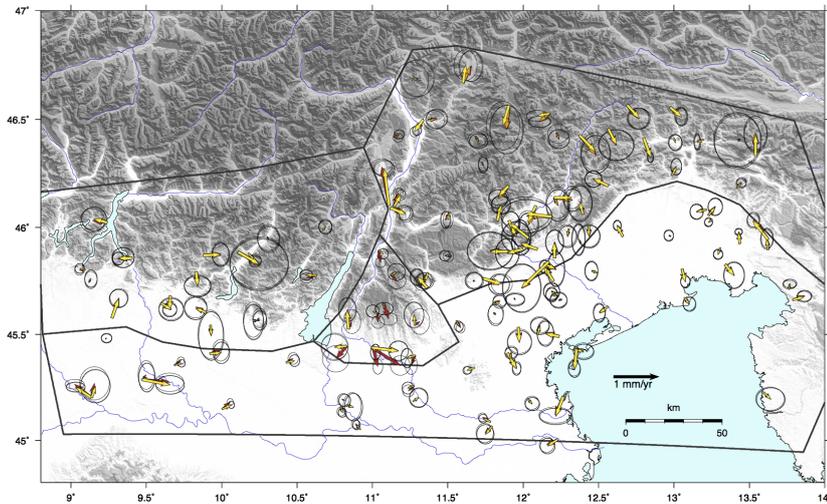


Figura 3.5: Confronto delle velocità residue ottenute da tutti e tre i modelli con ellissi di errore al 95% (rosso: primo modello, arancione: secondo modello, giallo: terzo modello).

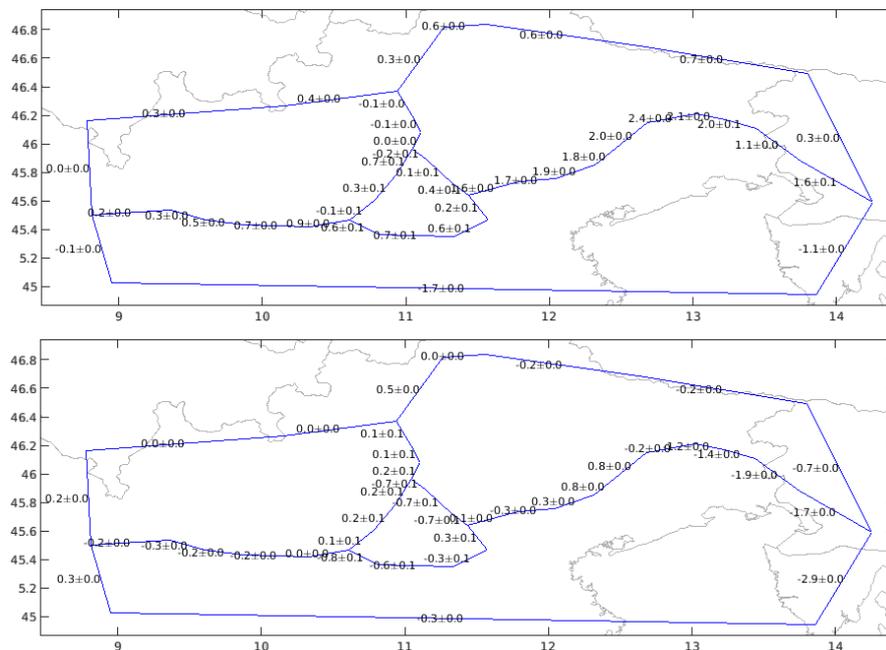


Figura 3.6: Mappa dei valori di slip rate sui piani che delimitano i blocchi del secondo modello. In alto: valori di slip rate lungo la direzione di dip. In basso: valori di slip rate lungo la direzione di strike.

Un criterio per la scelta di un valore di β_1 opportuno si basa sulla determinazione di un vincolo dei valori che può assumere il coefficiente di accoppiamento intersismico IC (si veda equazione (1.23) nel paragrafo 1.4) a seguito dell'inversione su ogni triangolo. Da un punto di vista teorico il coefficiente di *coupling* è un numero compreso tra 0 e 1; tuttavia, considerando la direzione principale di convergenza durante l'inversione, può accadere che questo possa assumere valori maggiori di 1 per velocità di *slip rate* sui triangoli maggiori dello scorrimento a lungo termine atteso sulle faglie o minori di zero per velocità sui triangoli in direzione opposta allo *slip rate* atteso. Per limitare la variabilità di IC si sceglie un valore di β_1 che regolarizzi sufficientemente lo scorrimento sulla *mesh* (Loveless e Meade 2016) in modo tale che questo non superi lo *slip rate* a lungo termine di più di una certa frazione dello stesso. In questo caso si è pensato di fissare valori di β_1 per ottenere uno scorrimento sui triangoli che non lo superasse di oltre il 30% del suo valore. Ciò, oltre a fornire valori di IC_i su ogni elemento non eccessivamente lontani dall'intervallo 0 – 1, fa sì che la regolarizzazione non uniformi troppo la distribuzione di *slip rate*. In figura 3.7 sono mostrati i valori di *slip rate* sia in direzione di *dip* che in direzione di *strike* ottenuti dall'inversione dei dati considerando il secondo modello con la suddivisione ad elementi triangolari delle superfici di faglia in corrispondenza delle Alpi orientali. In questo modello il valore di RMSE diminuisce rispetto a quello calcolato nei precedenti modelli a *slip* uniforme e scende a 0.245 millimetri per anno; ciò è dovuto a un miglioramento del fit per le velocità in prossimità delle faglie discretizzate accompagnato dall'abbassarsi del valore di $\chi^2/d.o.f.$ a 8.785. Attraverso la formula (1.23) dalla distribuzione di *slip rate* è possibile costruire una mappa dei valori di IC_i sui triangoli, come mostrato in figura 3.8A.

3.4 Discussione dei risultati

In questo paragrafo si vuole discutere la distribuzione dei valori di *coupling* ottenuta nel modello a *slip* distribuito, mostrata in figura 3.8A, confrontandola con la corrispondente distribuzione ottenuta nel lavoro di Serpelloni et al. 2016 e mostrata in figura 3.8B. Si fa presente innanzitutto che le due distribuzioni di IC sono state ottenute imponendo valori del parametro di *smoothing* β_1 differenti, ossia $\beta_1 = 80$ per la mappa nell'articolo e $\beta_1 = 1255$ in questo lavoro di tesi. Questa differenza può essere associata al fatto che il modello dell'articolo comprende molti più blocchi rispetto al modello qui esposto (che ne contiene in totale cinque); ciò fa sì che i parametri di *slip rate* distribuito abbiano un peso maggiore rispetto i parametri dei poli di rotazione avendo una forte influenza sulla riproduzione delle velocità osservate e questo aspetto rende l'azione del parametro di *smoothing* fondamentale per regolarizzare la distribuzione. Si osservi anche come, sebbene per l'inversione del nostro modello si sia imposto *slip-rate* nullo alla profondità di *locking depth*, ossia al bordo inferiore della superficie di faglia, risulti comunque traccia di valori parziali di accoppiamento in profondità. Questa anomalia scompare per valori di β_1 più bassi, il che sembra indicare che alti valori del parametro di *smoothing* non consentano alla distribuzione di *slip-rate* di scendere a zero alla massima profondità della faglia.

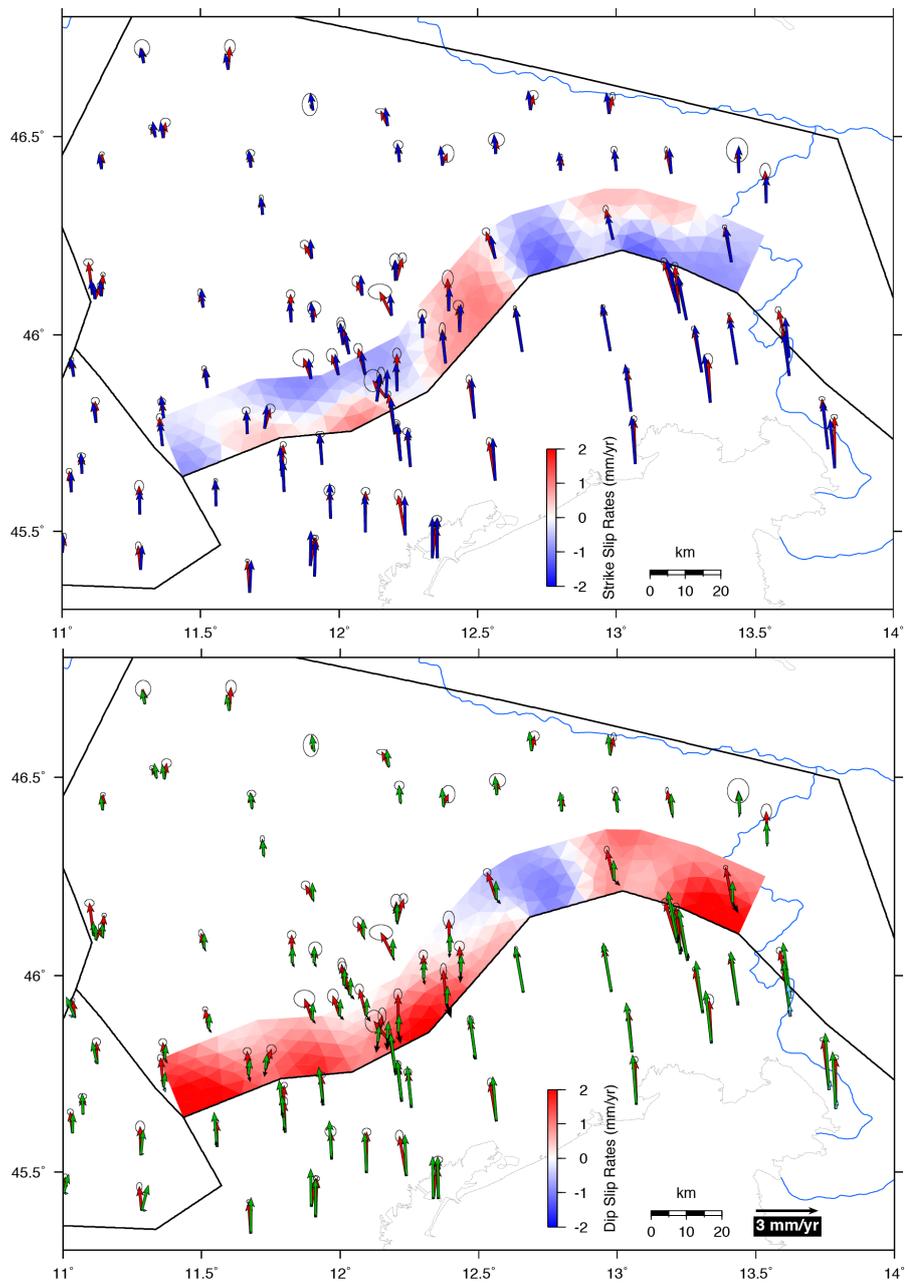


Figura 3.7: Risultati dell'inversione per il modello a slip distribuito. Pannello in alto: mappa dei valori di strike slip sulla superficie delle faglie con campo di velocità GPS osservato (rosso) e campo di velocità modellato (blu). Pannello in basso: mappa dei valori di dip slip sulla superficie delle faglie con campo di velocità osservato (rosso), componenti delle velocità modellate dovute alla rotazione dei blocchi (verde) e componenti dovute al contributo di back slip sui triangoli (nero)

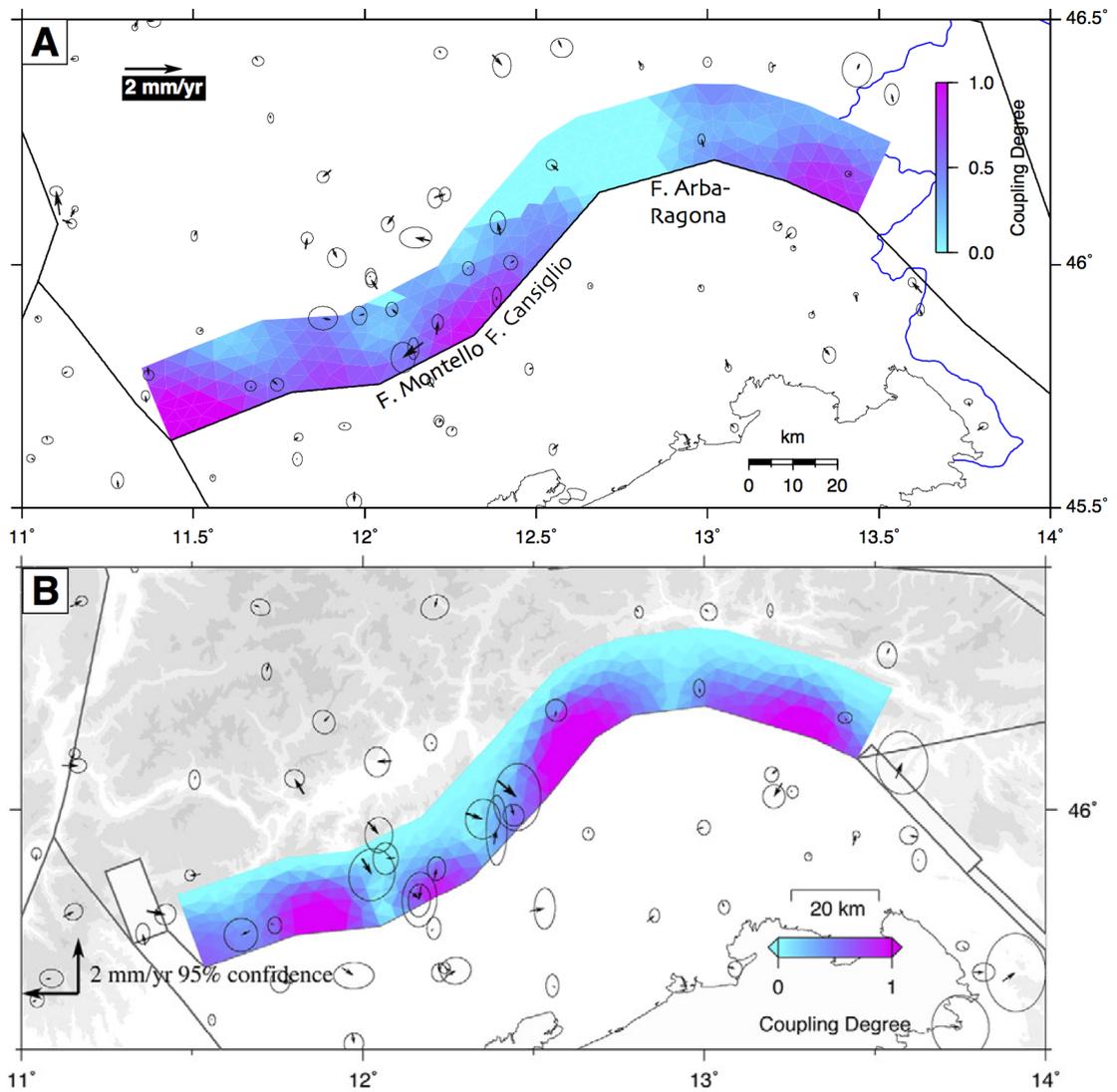


Figura 3.8: Distribuzioni di accoppiamento intersismico e residui delle velocità con ellissi al 95% di confidenza. A: modello a slip distribuito presentato in questa tesi (con valore di smoothing $\beta_1 = 1255$); nell'immagine i valori di $IC_i > 1$ sono stati posti pari a 1 e i valori di $IC_i < 0$ sono stati posti a 0. B: modello di Serpelloni et al. 2016 (con valore di smoothing $\beta_1 = 80$)

Vi è buona corrispondenza tra le mappe dei due modelli per quanto riguarda le porzioni accoppiate alle estremità laterali della superficie, ovvero attorno alla faglia di Schio-Vicenza e nell'area più a sud della faglia di Gemona. Meno corrispondenze ritroviamo invece nella zona più a est della faglia del Montello dove il nostro modello prevede un accoppiamento significativo che invece non risulta in Serpelloni et al. 2016. La differenza potrebbe essere legata anche a una maggiore densità dei dati utilizzati nel nostro modello in quella regione. Una differenza ancora più evidente tra le distribuzioni riguarda la zona a SW della faglia di Gemona dove i risultati di questa tesi mostrano un'ampia regione a *coupling* nullo, cioè totalmente disaccoppiata, che è difficilmente conciliabile con ciò che è noto dagli studi sismologici dell'area (figura 2.1) indicanti presenza di sismicità. La ragione di questa discrepanza può essere legata a una minore densità di dati nell'area in questione che non permette di risolvere finemente i valori di *slip rate* sulle porzioni di faglia. Si osservi infine dalla figura 3.8 come i residui sulle velocità, che sono rappresentati alla stessa scala, siano minori per il modello che abbiamo considerato rispetto a quelli ottenuti nel precedente studio, suggerendo dei nuovi indizi sul grado di pericolosità sismica dell'insieme di faglie considerato. Questo risultato dà delle indicazioni interessanti su come una maggiore copertura di dati GPS possa fornire maggiori vincoli sul grado di accoppiamento delle faglie anche in presenza di aree soggette a tassi di spostamento di pochi millimetri per anno.

Capitolo 4

Conclusioni

In questo lavoro di tesi sono stati implementati quattro modelli cinematici a blocchi per lo studio della deformazione attraverso le Alpi sud-orientali: i primi tre assumono *slip* uniforme su tutti i piani di faglia, considerando un numero di blocchi via via maggiore, mentre l'ultimo assume *slip* distribuito, integrato all'interno di uno dei modelli considerati prima, su una superficie che si estende lungo le Alpi orientali italiane.

Per quanto riguarda i modelli a *slip* uniforme, la geometria e il numero di blocchi che si sono rivelati essere più opportuni per la descrizione dei dati sono quelli del secondo modello proposto che è in grado di riprodurre più fedelmente del primo le velocità GPS nell'area del veronese (figura 3.5). Inoltre, in considerazione degli scorrimenti a lungo termine previsti dal modello (figure 3.6), si può osservare che i sistemi di faglie delle Alpi orientali Italiane mostrano un tasso di convergenza maggiore di quello per le Alpi centrali, ipotizzando per le prime un grado di pericolosità maggiore nella generazione di terremoti. Il terzo modello testato complicava la geometria in corrispondenza delle Alpi meridionali venete, ipotizzando due strutture parallele attive su questo fronte, ma si è rivelato essere statisticamente non accettabile a seguito di un F test rispetto il secondo modello (tabella 3.1). Ciò potrebbe significare che la densità dei dati che si hanno a disposizione ad oggi non sia sufficiente per far sì che esso sia in grado di risolvere adeguatamente tutte le geometrie considerate. A questo proposito l'analisi statistica evidenzia come non sia possibile utilizzare modelli troppo complessi, nonostante siano noti i sistemi di faglie attive e parallele nell'area di studio.

Il modello a *slip* distribuito proposto, ovvero il secondo con l'introduzione di una superficie curvilinea costruita con una *mesh* ad elementi triangolari a partire dai piani di faglia considerati nell'area delle Alpi orientali, è stato in grado di descrivere in maniera ancora più precisa le velocità osservate, cioè con residui mediamente più bassi di quelli del solo modello a *slip* uniforme. Inoltre esso ha permesso di ottenere una stima dei valori di accoppiamento (*coupling*) intersismico sulla superficie di faglia, da confrontare con quanto già in precedenza osservato, nell'articolo di Serpelloni et al. 2016 dove è stato utilizzato lo stesso codice, un modello a blocchi più ampio e un campo di velocità più vecchio e con meno dati per l'area di studio di questa tesi.

Il confronto tra i due modelli di accoppiamento mostra che c'è un buon accordo per

quanto riguarda le zone più estreme, occidentali e orientali, della regione in cui si è introdotta la superficie. Le principali differenze si osservano invece per le zone centrali della superficie dove evidentemente l'aumento dei dati ha fornito dei nuovi vincoli. Infatti i nuovi dati a disposizione sembrano suggerire uno stato di *coupling* non nullo nella zona est del Montello, a differenza del precedente studio, contribuendo a definire meglio il livello di accoppiamento di tale zona, finora poco indagato. Tale risultato è supportato da una migliore copertura dei dati e da una migliore riproduzione degli stessi da parte del modello presentato in questa tesi e suggerisce un grado di pericolosità sismica non nullo per la struttura di faglia indagata. Tuttavia, a differenza del modello di Serpelloni et al. 2016, il nostro modello prevede accoppiamento nullo nella porzione a nord della superficie di faglia, ma si ritiene questo risultato inattendibile in quanto non compatibile con la sismicità presente nell'area e perché tuttora la densità di dati in quella regione non consente di ritenerlo abbastanza vincolato.

Bibliografia

- Anderlini, L., E. Serpelloni, C. Tolomei, P.M. De Martini, G. Pezzo, A. Gualandi e G. Spada (2020). «New insights into active tectonics and seismogenic potential of the Italian Southern Alps from vertical geodetic velocities». In: *Solid Earth* 11.5, pp. 1681–1698. URL: <https://doi.org/10.5194/se-11-1681-2020>.
- Awange, Joseph L. (2011). *Environmental Monitoring Using GNSS*.
- Battaglia, Maurizio, Mark H. Murray, Enrico Serpelloni e Roland Bürgmann (2004). «The Adriatic region: An independent microplate within the Africa-Eurasia collision zone». In: *Geophysical Research Letters* 31, pp. 10–13.
- Benedetti, L., P. Tapponnier, G.C.P. King, B. Meyer e I. Manighetti (2000). «Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy». In: *Journal of Geophysical Research* 105, pp. 739–766.
- Ching et al. (2011). «Presentday kinematics of active mountain building in Taiwan from GPS observations during 1995–2005». In: *Journal of Geophysical Research* 116. Settembre.
- Galadini, F., M.E. Poli e A. Zanferrari (2005). «Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $M \geq 6$ in the eastern Southern Alps (Thiene–Udine sector, NE Italy)». In: *Geophysical Journal International* 161, pp. 739–762.
- Loveless, John P. e Brendan J. Meade (2016). «Two decades of spatiotemporal variations in subduction zone coupling offshore Japan». In: *Earth and Planetary Science Letters* 436, pp. 19–30. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.033>.
- McCaffrey, Robert (2002). «Crustal Block Rotations and Plate Coupling». In: *AGU Monograph*, pp. 1–40.
- Meade, Brendan J. e John P. Loveless (2009). «Block Modeling with Connected Fault-Network Geometries and a Linear Elastic Coupling Estimator in Spherical Coordinates». In: *Bulletin of Seismological Society of America* 99.6, pp. 3124–3139.
- Okada, Y. (1985). «Surface deformation due to shear and tensile faults in halfspace». In: *Bulletin of Seismological Society of America* 75.4, pp. 1135–1154.

- Rovida, A., M. Locati, R. Camassi, B. Lolli e P. Gasperini (2020). «The Italian earthquake catalogue CPTI15». In: *Bulletin of Earthquake Engineering* 18.7, pp. 2953–2984.
- Savage, J.C. (1983). «A Dislocation Model of Strain Accumulation and Release at a Subduction Zone». In: *Journal of Geophysical Research* 88.B6, pp. 4984–4996.
- Segall, P. (2010). *Earthquake and Volcano Deformation*. Princeton University Press, Princeton, N. J.
- Segall, Paul e James L. Davis (1997). «Gps applications for geodynamics and earthquake studies». In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25.1, pp. 301–336.
- Serpelloni, E. et al. (n.d.). *Surface velocities and strain-rates in the Euro-Mediterranean region from GPS processing*. Attualmente in preparazione.
- Serpelloni, E., G. Vanucci, L. Anderlini e R.A. Bennet (2016). «Kinematics, seismotectonics and seismic potential of the eastern sector of the European Alps from GPS and seismic deformation data». In: *Tectonophysics* 688, pp. 157–181. URL: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.026>.
- Stein, S. e R.G. Gordon (1984). «Statistical tests of additional plate boundaries from plate motion inversions». In: *Earth and Planetary Science Letters* 69, pp. 401–412.