

Analisi strutturale di crosta e mantello in prossimità dell'alta Val di Chiana (Toscana orientale)

P. Roselli, N. Piana Agostinetti e T. Braun

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Sismologico Aretino, Arezzo

L'Appennino Settentrionale è una catena montuosa NE-vergente ed è il risultato dell'affioramento del prisma di accrezione originato in seguito alla subduzione della litosfera adriatica sotto il mar Tirreno ed ancora in atto (Faccenna et al., 2001). Dall'Oligocene ad oggi, l'Appennino Settentrionale è stato interessato da due fasi deformative: inizialmente compressiva con la formazione di thrusts e più recentemente distensiva (Elter et al., 1975). Attualmente è caratterizzato da un regime crostale distensivo con una velocità stimata circa 2.5 mm/anno (Hunstad et al., 2003). Gli effetti e le conseguenze di questi episodi deformativi sono ben visibili attraverso un'analisi geologica e geofisica. L'area in studio è posta in corrispondenza della transizione tra la successione Toscana ed il settore Tirrenico del dominio Umbro-Marchigiano, quindi, una zona particolarmente dibattuta da un punto di vista geodinamico, a causa della presenza di diverse tipologie crostali, flusso di calore e anomalie gravimetriche. L'Alta Val di Chiana insieme con la Val Tiberina è uno dei bacini formati durante la fase distensiva cenozoica dell'Appennino Settentrionale e fa parte del sistema di faglie a basso angolo (LANFs-Low Angle Normal Faults; Collettini et al., 2006) che caratterizza tutta l'area. In superficie affiora la sequenza toscana non metamorfica (Triassico-Oligocene) alternata dalle Liguridi e depositi di riempimento quaternari. Proprio una dettagliata ricostruzione dell'andamento strutturale (sia superficiale che profondo) risulta fondamentale per ricostruire gli effettivi rapporti ed interazioni esistenti fra crosta e mantello, sia ai fini di migliorare le conoscenze relative all'evoluzione geodinamica dell'area che eventuali collegamenti con la sismicità locale. Negli ultimi anni questo tipo di studio è stato svolto attraverso esperimenti sia di sismica attiva che passiva, attraverso l'applicazione di sismica a riflessione e rifrazione (CROP03- progetto CROsta Profonda-Barchi et al., 1998; DSS-Deep Seismic Sounding-Ponziani et al., 1995), tomografia (Lucente & Speranza, 2001), anisotropia (Plomerova et al., 2004) ma anche interpretazione di Funzioni Ricevitore (Piana Agostinetti et al., 2002; Mele & Sandvol, 2003). In questo studio sono stati utilizzati i dati telesismici registrati in circa 4 anni (06/2001-06/2005) da una stazione sismica a larga-banda (ARZ) situata a 43.46 N e 11.86 E a circa 261 mt e dotata di un sensore a tre componenti (Lennartz, Le3D-20 sec). L'obiettivo è stato quello di ricostruire l'andamento delle principali superfici di discontinuità sismiche presenti nella crosta e mantello superiore in corrispondenza della città di Arezzo, in termini di geometria, profondità e contrasto di velocità delle onde di taglio (onde S). La metodologia geofisica utilizzata è quella delle Funzioni Ricevitore (Receiver Functions-RFs; Langston, 1979) che si basa sull'assunto che per un'onda P telesismica la componente verticale contiene prevalentemente informazioni riguardanti sorgente e percorso di propagazione dell'onda, mentre, le orizzontali anche la risposta strutturale delle onde di taglio in prossimità del ricevitore (stazione sismica). Per valutare solamente gli effetti strutturali al di sotto della stazione, si sottrae alle orizzontali la componente verticale attraverso una deconvoluzione del segnale sismico (nel dominio delle frequenze) ottenendo come risultanti due nuove componenti: Radiale e Tangenziale, le RFs. Da una lista iniziale costituita da ~1250 telesismi di $M \leq 5.5$ e aventi una distanza epicentrale $25 \leq \Delta \leq 100$, sono state selezionate le 250 forme d'onda con il migliore rapporto segnale-rumore e che costituiscono il data-set (Fig. 1).

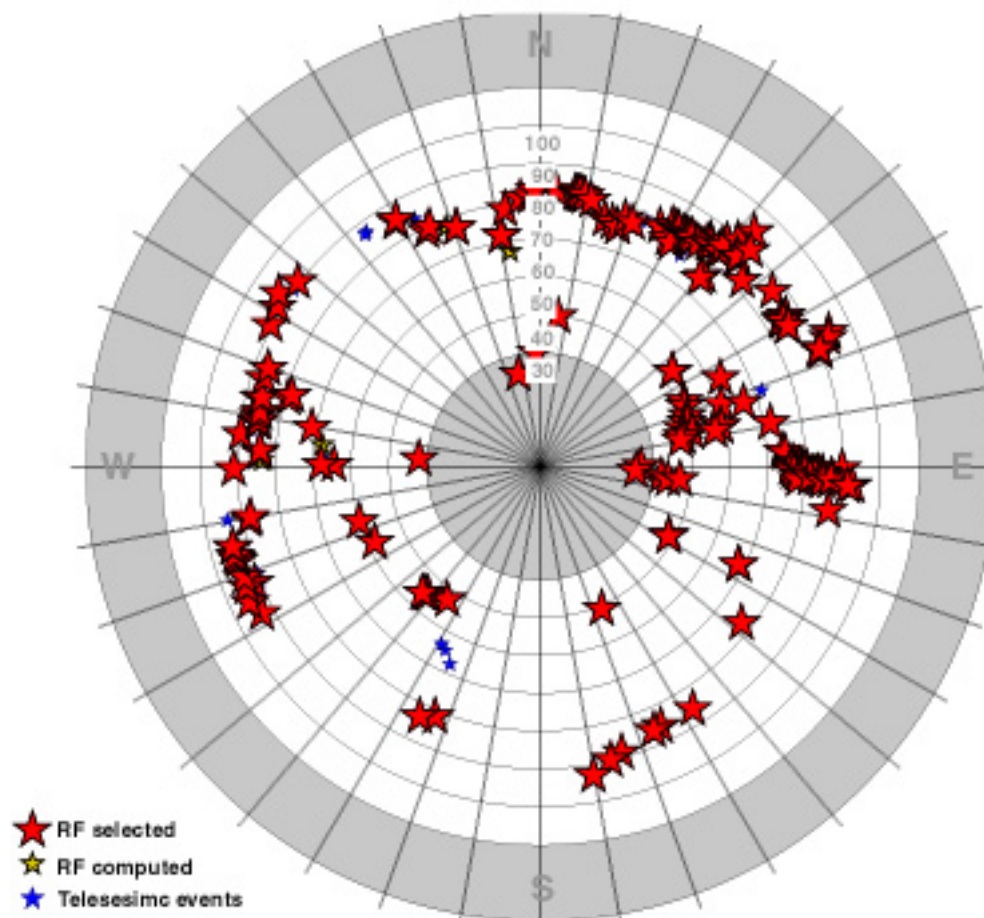


Fig. 1 – Distribuzione azimuthale dei 250 eventi telesismici selezionati (stelle in blu), delle RFs calcolate (stelle in giallo) e quelle selezionate (stelle in rosso).

Il calcolo delle RFs è avvenuto applicando la tecnica sviluppata da Di Bona (1998) utilizzando un filtro gaussiano ($A=4$) con frequenze ≤ 2 Hz. Le RFs ottenute sono state accorpate per settori di ampiezza di 20° , sia in back-azimuth (BAZ) che in Δ , per aumentare ulteriormente il rapporto segnale-rumore. Le RFs di ogni settore sono state sommate a formare una RF media per ogni settore ("bins") ed i "bins" provenienti da una $\Delta=90^\circ \pm 20^\circ$ (quelli più numerosi) sono stati analizzati in funzione del BAZ (Fig. 2) così da esplicitare la dipendenza delle RFs in funzione della provenienza del fronte di un telesisma.

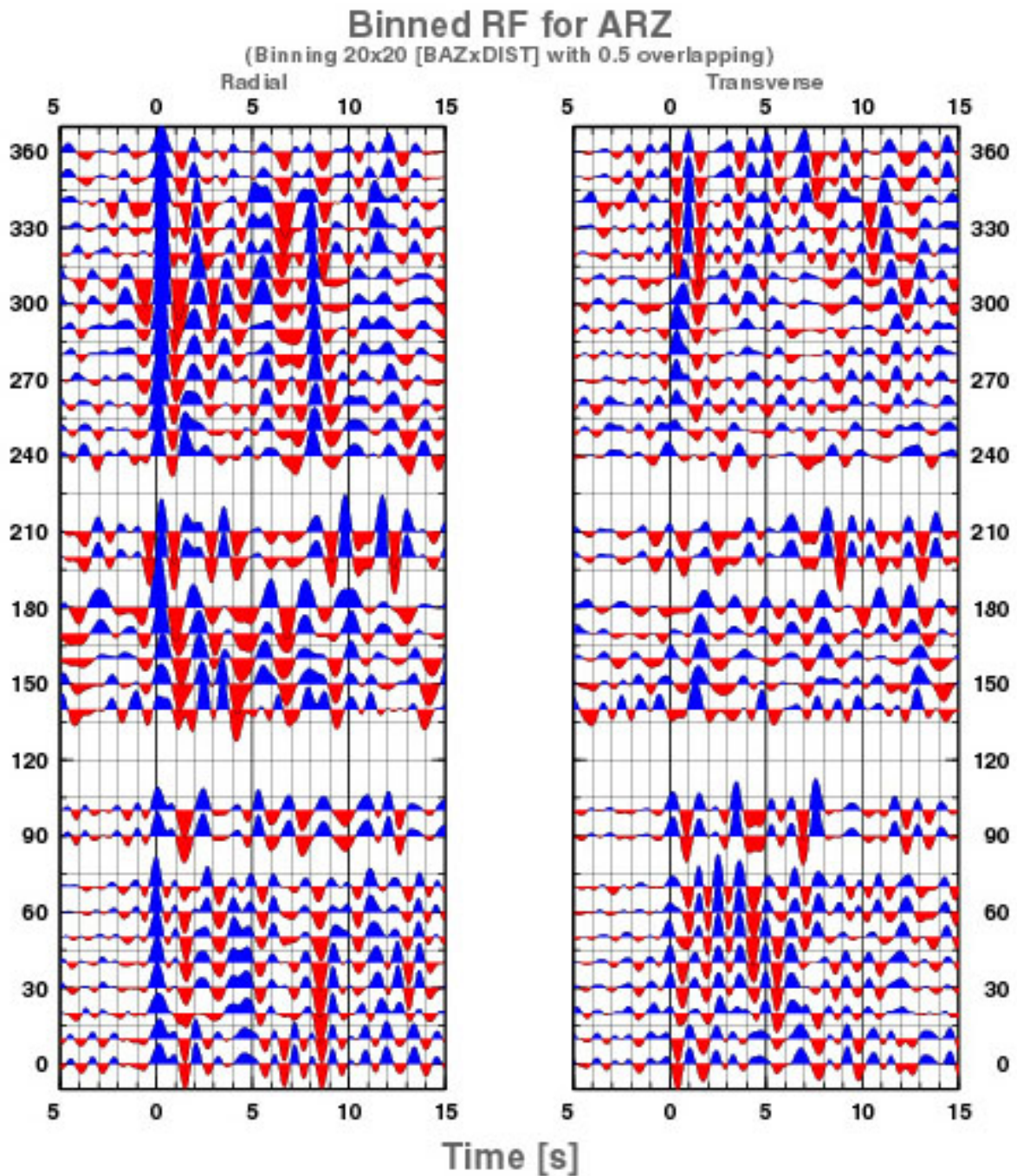


Fig. 2 – Distribuzione dei “bins” delle RFs provenienti da una distanza epicentrale pari a $90^{\circ} \pm 20^{\circ}$ in funzione del BAZ. Nelle ascisse è indicato il tempo di arrivo in secondi delle fasi (da -5 sec a 15 sec) ed in ordinata il valore del BAZ in gradi, da 0° a 360° . La variazione sia del tempo di arrivo che dell’ampiezza di ciascuna fase varia al variare della provenienza del fronte d’onda telesismico.

Modellando tempi ed ampiezze delle fasi in funzione di BAZ e Δ è possibile ricostruire l’andamento delle principali superfici di discontinuità delle onde S. La fase di modellazione ed inversione dei dati è stata condotta utilizzando il “Neighbourhood-algorithm” NA di Sambridge (1999), un metodo Monte Carlo. Disponendo di una buona copertura azimuthale è stata possibile una modellazione tridimensionale da cui è stato ricavato un profilo di velocità.

Bibliografia

- Barchi M.R., Minelli G. e Piali G.; 1998: The CROP03 profile: a synthesis of results on deep structures of the Northern Apennines. *Mem. Soc. Geol. It.*, 52, 383-400.
- Collettini C., De Paola N., Holdsworth R.E. e Barchi M.R.; 2006: The development and behaviour of low-angle normal faults during Cenozoic asymmetric extension in the Northern Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.*, 28, 333-352.
- Di Bona M.; 1998: Variance estimate in frequency-domain deconvolution for teleseismic receiver function analysis. *Geophys. J. Int.*, 134, 634-646.
- Elter P., Giglia G., Tongiorgi M. e Trevisan L.; 1975: Tensional and contractional areas in recent Tortonian to Present evolution of the Northern Apennines. *Boll. Geof. Teorica e Applicata*, 17.
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L. e Rossetti F.; 2001: History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.*, 145, 809-820.
- Hunstad I., Selvaggi G., D'Agostino N., England P., Clarke P. e Pierozzi M.; 2003: Geodetic strain in peninsular Italy between 1875 and 2001. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (4), 1181.
- Langston C.A.; 1979: Structure under Mount Rainier Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, 84, B9.
- Lucente F.P. e Speranza F.; 2001: Belt bending driver by lateral bending of subducting lithospheric slab: geophysical evidences from the northern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 337, 53-64.
- Mele G. e Sandvol E.; 2003: Deep crustal roots beneath the Northern Apennines inferred from teleseismic receiver functions. *Earth and Plan. Scien. Lett.*, 211, 69-78.
- Piana Agostinetti N., Lucente F.P., Selvaggi G. e Di Bona M.; 2002: Crustal structure beneath the Northern Apennines (Italy). *Geophys. Res. Lett.*, 29, 61-64.
- Plomerova J., Babuska V., Vecsey L., Piana Agostinetti N., Piccinini D., Margheriti L., Lucente F.P., Amato A., Pondrelli S., Levin V., Okaya D. e Park J.; 2004: Mantle anisotropy below the Northern Apennines from RETREAT seismic data. *American Geophys. Union, Fall Meeting 2004, 2004AGUFM.T53B0501P*.
- Ponziani F., De Franco R., Minelli G., Biella G., Federico C. e Piali G.; 1985: Crustal shortening and duplication of the Moho in the Northern Apennines: a view from the seismic refraction data. *Tectonophysics*, 252, 391-418.
- Sambridge M.; 1999a: Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm – I Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, 138, 479-494.
- Sambridge M.; 1999b: Geophysical Inversion with a Neighbourhood Algorithm – II Approaching the ensemble. *Geophys. J. Int.*, 138, 727-746.