

Il terremoto del 6 maggio 1976 e la tettonica attiva in Friuli

A. Aoudia, P. Suhadolc

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Trieste (e-mail: aoudia@geosun0.univ.trieste.it)

1 Introduzione

Nell'ambito del progetto 5.1.2 le ricerche effettuate hanno usufruito sia di dati geologici che di quelli sismologici al fine di comprendere meglio i processi di deformazione crostale ed il comportamento meccanico delle faglie sismogenetiche. Al fine di determinare il rischio sismico a scala locale e regionale nell'area pedemontana friulana, è stato svolto un lavoro di rilevamento, in particolare nella zona che comprende il monte Ragogna e che si estende ad est fino al monte Bernadia e ad ovest fino al fiume Meduna. Inizialmente l'indagine avrebbe dovuto interessare la zona compresa tra il monte Bernadia ed il monte Ragogna, tuttavia la stessa è stata ampliata verso ovest, poiché anche in quella direzione si sono riscontrate deformazioni sui depositi quaternari. Il rilevamento ha messo in evidenza il carattere "thin skin" della tettonica dell'area e ha portato a concludere che la deformazione prevalente nella zona è di tipo "flexural-slip folding".

2 Il terremoto del Friuli del 1976

Il terremoto friulano del 6 maggio 1976 ($M_s = 6.5$) è il più grande evento mai registrato nell'Italia settentrionale. Esso ha interessato un settore della catena sudalpina che costituisce una zona di collisione attiva tra l'Eurasia e la Microplacca adriatica. La deformazione è evidenziata da un raccorciamento crostale valutabile in 4-5 mm/a (De Mets et al. 1990, Anderson e Jackson, 1987). Sezioni N-S ed E-W nell'area epicentrale mostrano, rispettivamente, le Prealpi orientali che sovrascorrono la pianura Friulana e strutture dinariche a direzione NW-SE a contatto con le strutture alpine a direzione E-W. Sia la sismicità contemporanea che il quadro di deformazione quaternario sono connessi a tali strutture.

L'evento principale è stato preceduto da un foreshock ($M_{4.5}$) e seguito da una forte sequenza di repliche, tra cui due eventi in settembre di magnitudo rispettivamente $M_s=6.0$ e $M_s=6.1$. L'area interessata aveva pertanto accumulato un elevato livello di deformazione.

La sequenza sismica è stata studiata da numerosi ricercatori (Ambraseys, 1976; Amato et al., 1976; Finetti et al., 1976; Lyon-Caen, 1980; Cipar, 1980), ma la faglia responsabile dell'evento e la rottura ad essa legata sono rimaste per lo più ignote.

Il lavoro svolto in ambito GNDT è stato incentrato sull'analisi geomorfologica quantitativa e su campagne di rilevamento con analisi di foto aeree pre- e post-terremoto al fine di definire la natura e le modalità della deformazione quaternaria nell'area epicentrale. La sintesi dei nostri lavori e di quelli elaborati negli anni immediatamente successivi all'evento ha permesso di costruire un modello di rottura del sistema di faglie connesse con il terremoto del Friuli del 1976.

3 Rilocalizzazioni e parametri di sorgente

Aoudia et al. (2000) hanno rilocalizzato i terremoti più forti ($M > 4.2$) della sequenza mediante l'algoritmo JHD e quello della stazione singola (Dewey, 1971). A queste rilocalizzazioni sono stati aggiunti i dati delle repliche registrati da una rete locale di cui in Granet e Hoang (1980). La sintesi è riportata in Figura 1. Si può osservare come l'area interessata dalle repliche abbia una lunghezza di 25 km ed una larghezza di circa 15 km. A parte il foreshock, tutti gli epicentri si trovano ad ovest della scossa principale, il che suggerisce una rottura unilaterale verso ovest. La profondità massima delle repliche è di circa 14 km, ma la maggior parte di loro si trova alla profondità di 5 km.

Aoudia et al. (2000) hanno elaborato anche gli spettri delle onde di superficie a lungo periodo per definire la profondità ed il meccanismo focale dei tre eventi principali. Il meccanismo ed il momento sismico scalare della scossa principale sono: strike=288°, dip=29°, slip=112°, $M_0=0.57 \cdot 10^{19}$ Nm. La soluzione è molto simile a quella recentemente calcolata da Ekström e Nettles (1997) ed a quella di Cipar (1980), ma si differenzia da quella stimata da Lyon Caen (1980) in base alle polarità dei primi arrivi. La profondità del centroide si trova tra 4 km e 6 km.

4 Tettonica attiva

Siamo partiti dai dati sulle rilocalizzazioni e sui parametri di sorgente ed abbiamo utilizzato modelli digitali di elevazione (DEM) ad alta risoluzione coadiuvati da un'analisi GIS di superficie in un'area ad alta copertura vegetativa. Ci siamo soffermati sugli effetti di superficie più rilevanti come riportati da Martinis e Cavallin (1976) e Ambraseys (1976). Gli effetti riportati da Bosi et al. (1976) sono localizzati quasi alla stessa latitudine dell'epicentro e rilievi di campagna ed analisi di superficie DEM hanno permesso di appurare (Aoudia, 1998) che essi delineano il contatto tra flysch eocenico e calcari mesozoici, che rappresenta il limite superiore di una grande paleofrana.

La struttura del monte Bernadia è l'unica struttura geologica prominente localizzata a circa 10 km a sud dell'epicentro (Fig.1). Si tratta di una piega di basamento associata ad un *fault-bend fold* e coperta in modo non conforme da depositi fluviali e fluvio-glaciali. Essa è associata ad un sovrascorrimento che immerge verso nord con un angolo di circa 30°-45°. Ad ovest la struttura è affiancata da terrazzi alluvionali rialzati. Il gradiente del terrazzo più antico (50 m ca. al di sopra del fondovalle attuale) è il medesimo del letto del fiume Torre. All'estremità del terrazzo sono state riconosciute più generazioni di terrazzi. Questi terrazzi risultano essere fagliati e notevolmente sollevati sul fondovalle secondo uno strike tra N075 e N090, bene in accordo con il meccanismo focale determinato dalle onde P del terremoto del 1976. La distribuzione spaziale dei terrazzi recenti fagliati e la costanza dei gradienti di pendenza sul terrazzo antico portano ad ipotizzare che la geometria della faglia sottostante sia suborizzontale. Dall'estremità di questo tratto si dipartono delle rampe nord immergenti. L'analisi di foto aeree pre- e post-terremoto non ha comunque evidenziato fagliazioni legate a queste rampe.

Sempre dall'analisi morfologica tramite il GIS, è stato dedotto che le strutture a direzione dinarica sembrano influenzare sia la morfologia che la rete idrografica della zona

situata subito ad est del fiume Torre, mentre ad ovest dello stesso sembrano prevalere direzioni tipicamente alpine. Le stesse indagini hanno dimostrato l'influenza del sistema dinarico anche a livello delle cerchie moreniche, la cui morfologia ne risulta fortemente condizionata.

Le colline di Buia (Fig.1) sono l'unico rilievo significativo che si trova nel mezzo dell'anfiteatro morenico del Tagliamento. L'erosione della copertura morenica è stata attribuita da Carraro e Petrucci (1982) a deformazioni verticali. In campagna si è visto che un sovrascorrimento pone il flysch in contatto con conglomerati verticalizzati, nei quali lo scorrimento avviene lungo i piani di stratificazione. La struttura di Buia è pertanto verosimilmente l'espressione superficiale dell'anticlinale con direzione E-W vista nei profili sismici (Amato et al., 1976) ed il cui piano di faglia è evidenziato dalle repliche di cui in Finetti et al. (1976). Le foto aeree non hanno rivelato alcuna evidenza di fagliazione di superficie. La proiezione in superficie della faglia di Buia corrisponde alla massima isosista di Giorgetti (1976).

Il monte Susans (Fig.1), orientato N120, è costituito da depositi fluvio-glaciali e da conglomerati e sabbie a direzione N120 con imersione verso sud. Ambraseys (1976) ha descritto una serie di rotture a nord del monte Susans e parallele alla sua direzione per una lunghezza di 500 metri. L'autore ha definito non tettonica l'origine delle rotture. In campagna numerosi movimenti lungo i piani di stratificazione confermano un meccanismo di ampio "flexural-slip" congruente con una faglia inversa cieca immergente verso nord. Sul fianco nord del monte è ben esposta una faglia inversa ad alto angolo immergente verso sud che disloca sabbie mioceniche. La sua localizzazione è in ottimo accordo con le rotture di superficie riportate in Ambraseys (1976). La faglia agisce probabilmente come un "back-thrust" al di sopra della faglia cieca nord immergente. La sua attività recente è testimoniata dalla presenza di *wind gaps* associati al fiume Tagliamento sul lato occidentale della piega ove sono esposti terrazzi alluvionali tiltati.

Verso ovest, la struttura del Monte Susans, con direzione N120, termina in un sistema puramente alpino con direzione NE-SW rappresentato dal monte Ragogna. La struttura di questo rilievo è un'anticlinale neogenica legata a *flexural-slip*, con una lunghezza al fronte di 18 km. Esso è composto da unità marnose ed argillose intercalate da conglomerati compatti.

Diffuse rotture del terreno a direzione NE-SW sono state cartografate e ben descritte da Martinis e Cavallin (1976) lungo i piani di stratificazione dei primi 4 km della struttura verso Susans. Le rotture non hanno mostrato segni di riattivazione durante le repliche di settembre e sono state attribuite a effetti gravitativi, sebbene la descrizione degli autori suggerisca una loro origine tettonica. Le nostre indagini di campagna hanno rivelato che queste rotture sono espressioni dello scorrimento su piani di stratificazione distribuiti in una fascia molto larga. Nell'area in cui Martinis e Cavallin (1976) hanno descritto le rotture più spettacolari (20 cm di dislocazione), è stato osservato un muretto a secco dislocato per un massimo di 50 cm, in

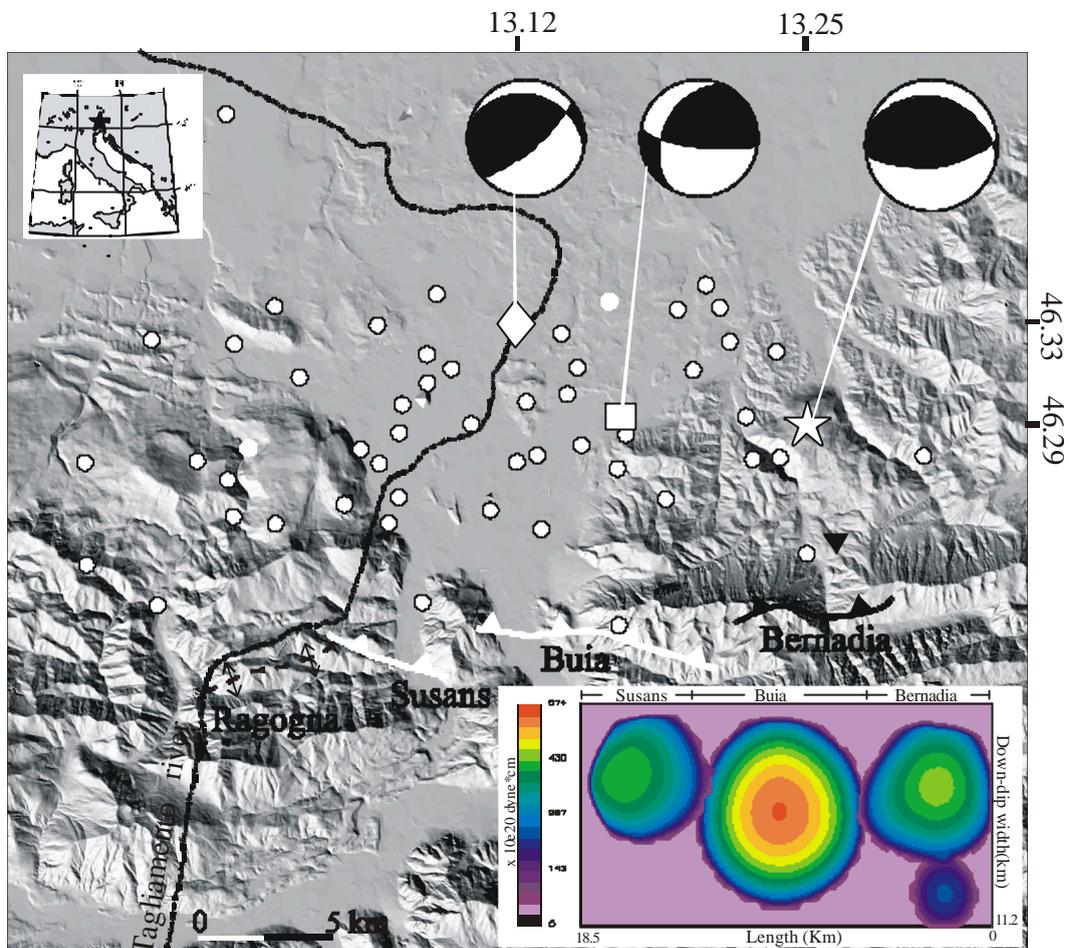


Fig. 1 - Modello di faglia del terremoto del Friuli del 1976 e storia del rilascio di momento sismico in accordo con le accelerazioni osservate. Le linee bianche sono la proiezione superficiale del top delle faglie inverse cieche, mentre la linea nera corrisponde ad una faglia inversa emergente. Sono pure mostrati i meccanismi dell'evento principale (stella) e delle repliche del 15 settembre alle 3:15 (quadrato) e delle 9:21 GMT (rombo).

corrispondenza di una scarpata di faglia di strato, alta 6 m, che interessa un terrazzo fluviale. La nostra ipotesi è che i 50 cm di dislocazione siano dovuti al piegamento cosismico durante l'evento principale del 1976. Infine sono stati individuati depositi terrazzati di *outwash* sul fianco sud della piega del monte Ragogna situati ad un centinaio di metri di offset topografico, che, se attribuiti al Pleistocene medio, darebbero un tasso di circa 0.8 mm/a, accettabile come velocità d'innalzamento massimo della struttura.

5 Conclusioni

I nostri dati mostrano che il terremoto del Friuli del 1976 è da mettere in relazione ad una piega connessa a faglia che evolve da fagliazione cieca sotto le strutture di basamento del monte Bernadia e del monte di Buia, a faglia semi-cieca sotto la struttura neogenica del

monte Susans e che finisce nella piega di Ragogna. La geometria di questa piega ed il notevole scorrimento che essa ha sostenuto sono consistenti con un processo di *flexural-slip* ed un modello in cui i sedimenti di superficie si deformano a causa dell'arresto di una rottura cosismica. Il modello è pure in accordo con il minimo (-60 mGal) di direzione tra E-W e NE-SW del campo di gravità (Amato et al., 1976). I dati esposti e la loro interpretazione suggeriscono uno scorrimento poco profondo verso ovest che è consistente con la deviazione in tal direzione del corso del Tagliamento nel punto in cui si avvicina al sistema di pieghe N120 (Fig. 1).

Aoudia et al. (2000) hanno dimostrato infine che il modello proposto è in grado di spiegare le registrazioni accelerometriche dell'ENEL ottenute durante la scossa principale.

Bibliografia

- AGIP (1959): AGIP MINERARIA, Microfacies Italiane, S.Donato Milanese, Milan, 1959.
- Amato A., Barnaba P. F., Finetti I., Groppi G., Martinis B., Muzzin A. (1976): Geodynamic outline and seismicity of the Friuli Venezia Julia region. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **19**, 217-256.
- Ambraseys N. N. (1976): The Gemona di Friuli Earthquake of 6 May 1976. UNESCO Technical Report, RP/1975-76/2.222.3, Paris.
- Anderson H., Jackson J. (1987): Active tectonics of Adriatic region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **91**, 937-983.
- Aoudia A. (1998): Active faulting and seismological studies for earthquake hazard assessment. Ph.D. thesis, 153 pp., Univ. of Trieste, October 1998.
- Aoudia A., Sarao' A., Bukchin B., Suhadolc, P. (2000): The Friuli 1976 event: a reappraisal 23 years later. *Geophys. Res. Letters*, **27**, 573-576.
- Bosi C., Camponeschi B., Giglio G. (1976): Indizi di possibili movimenti lungo faglie in occasione del terremoto del Friuli del 6 maggio 1976. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 187-206.
- Carraro F., Petrucci F. (1982): Tentative assessment of the deformation of a morainic amphitheatre: the Tagliamento amphitheatre (Italy). *Z. Geomorph. N. F.*, **26**, 331-341.
- Cipar J. (1980): Teleseismic observations of the 1976 Friuli, Italy, earthquake sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 963-983.
- De Mets C. R., Gordon G., Argus D. F., Stein, S. (1990): Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- Dewey J. W. (1971): Seismicity studies with the method of joint hypocenter determination, Ph.D. thesis, 163 pp., Univ. Calif., Berkeley.
- Ekström G., Nettles M. (1997): Calibration of HGLP seismograph network and centroid-moment tensor analysis of significant earthquakes of 1976. *Phys. Earth Planet. Int.*, **101**, 219-243.
- Finetti I., Giorgetti F., Haessler H., Hoang H. T. P., Slejko D., Wittlinger G. (1976): Time-space epicenter and hypocenter distribution and focal mechanism of 1976 Friuli earthquakes. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **19**, 637-655.
- Giorgetti F. (1976): Isoseismal map of the May 6, 1976 Friuli earthquake. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **19**, 707-714.
- Granet M., Hoang T. P. (1980): Some medium properties at Friuli (Italy) from amplitude spectrum analysis: a possible change in time or in space. *Tectonophysics*, **68**, 167-182.

- Lyon-Caen H. (1980): Seismes du Frioul (1976): modeles de source a l'aide des sismogrammes synthetiques d'onde de volume. Ph.D. thesis, Univ. Paris VII., 1980.
- Martinis B., Cavallin A. (1976): The Friuli earthquake May 6, 1976: Ground cracks and sand mounds. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, **19**, 792-808.