

## Cosa abbiamo capito del terremoto del 1976 in Friuli?

D. SLEJKO

*Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Trieste*



### 1. Introduzione

Cercando notizie in Internet sul terremoto del 1968 nel Belice (Sicilia occidentale) ci si imbatte in ben poco materiale scientifico, come se l'evento fosse stato poco studiato sia dal punto di vista geologico che sismologico. Viceversa, per il terremoto del 1976 in Friuli già pochi mesi dopo l'evento fu organizzato un convegno internazionale a Udine i cui atti sono raccolti in due volumi del "Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata" per un totale di 1626 pagine di geologia, sismologia, geofisica e ingegneria sismica. Un anno dopo (11-13 ottobre 1977), il Comitato Nazionale per l'Energia Nucleare (CNEN) organizzò a Roma un'altra conferenza sul terremoto del Friuli, anche in relazione alla presenza di installazioni nucleari, i cui atti sono raccolti in tre volumi per un totale di 882 pagine.

Anni dopo, altri forti terremoti si sono verificati in Italia: Irpinia (1980, 2914 morti), Umbria - Marche (1997, 11 morti), Molise (2002, 30 morti), L'Aquila (2009, 308 morti), Emilia (2012, 27 morti), Amatrice (2016, 298 morti). Tutti questi eventi sono stati studiati in dettaglio ed è disponibile in letteratura una documentazione completa sulle ricerche sviluppate.

Il terremoto friulano può essere considerato, pertanto, il primo evento italiano studiato con dati e analisi scientificamente robuste e, forse, anche il punto di partenza per la moderna indagine sismologica in Italia (Slejko *et al.*, 2018, 2019). Diede, inoltre, inizio alla ricerca coordinata a livello nazionale per lo studio dei terremoti, con la nascita del Progetto Finalizzato Geodinamica, a cui parteciparono geologi, sismologi ed ingegneri. Bisogna pure ricordare che il terremoto del Friuli mise in luce la necessità di un sistema nazionale di protezione civile che fu istituzionalizzato solo alcuni anni più tardi (nel 1982).

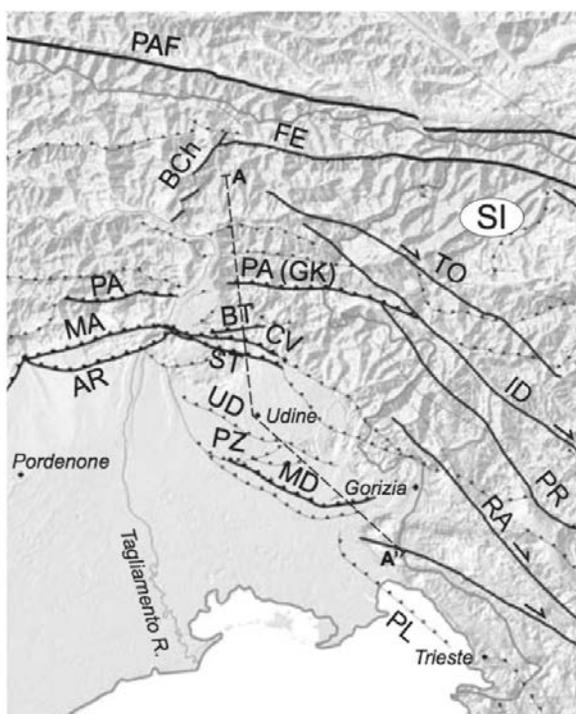
### 2. Sismicità in Friuli prima del 1976 e contesto tettonico regionale

L'area del Friuli (Italia nord-orientale) è il settore sismicamente più attivo della catena alpina: qui i sovrascorrimenti e le faglie inverse delle Alpi meridionali orientali si incontrano con il sistema di faglie trascorrenti delle Dinaridi occidentali (Fig. 1). Gli studi geologici e sismologici suggeriscono che la regione è caratterizzata da una compressione approssimativamente NNO-SSE legata alla collisione della Microplacca Adriatica con la Placca Eurasatica.

La sismicità storica del Friuli e delle regioni limitrofe è ben nota per la presenza, fin dall'epoca romana, di numerosi insediamenti che successivamente si trasformarono in importanti centri economici e commerciali durante il Medioevo (Belluno, Cividale, Trieste).

Sei terremoti con una magnitudo ( $M_w$ ) superiore a 6 si sono verificati tra il 1000 e il 1975 (Tabella 1): nel 1348 la città di Villaco, in Carinzia, ha subito gravi danni e perdite ( $M_w$  6,6); nel 1511 Gemona, Venzona e Osoppo, in Friuli, e Idria con alcuni castelli nella Slovenia occidentale subirono gravi distruzioni e perdite ( $M_w$  6,3); nel 1690 la città di Villaco fu distrutta e le vittime

Fig. 1 - Mappa tettonica dell'Italia nord-orientale e della Slovenia occidentale. Le linee nere identificano le faglie trascorrenti, le linee con triangoli mostrano i sovrascorrimenti e le linee continue grosse rappresentano le faglie attive (modificata da Burrato *et al.*, 2008). Legenda: AR = sovrascorrimento Arba - Ragogna; BCh = sistema di faglie But-Chiarsò; BT = sovrascorrimento Buja-Tricesimo; CV = sovrascorrimento di Colle Villano; FE = sovrascorrimento del Fella; ID = faglia di Idria; MA = sovrascorrimento di Maniago; MD = sovrascorrimento di Medea; PA = sovrascorrimento Periadriatico; PA (GK) = segmento Gemona-Caporetto (Kobarid) del sovrascorrimento Periadriatico; PAF = lineamento Insubrico (o Periadriatico); PL = linea di Palmanova; PR = faglia di Predjama; PZ = sovrascorrimento di Pozzuolo; RA = faglia di Raša; ST = sovrascorrimento Susans-Tricesimo; TO = faglia di Tolminka o di Ravne; UD = sovrascorrimento Udine-Buttrio.



furono numerose ( $M_w$  6,2); nel 1873 alcuni villaggi dell'Alpago (Veneto orientale) subirono vaste distruzioni e vi furono 80 morti ( $M_w$  6,3); nel 1928 Tolmezzo e diversi villaggi lungo il fiume Tagliamento subirono crolli, danni diffusi e 11 morti ( $M_w$  6.1); e, infine, nel 1936 gli insediamenti sull'altopiano del Cansiglio (Veneto orientale) subirono ingenti crolli e 19 morti ( $M_w$  6.1).

Tabella 1 - Lista dei terremoti in Friuli ed aree vicine con  $M_w$  maggiore di 6 [i dati sono estratti dal catalogo dei terremoti italiani di Rovida *et al.* (2016)]. Io indica l'intensità epicentrale (scala MCS).

Anno	M	G	Ora	Min.	Area epicentrale	Lat. N	Lon. E	Io	$M_w$
1348	01	25			Alpi Giulie	46,504	13,581	IX	6,6
1511	03	26	15	30	Friuli-Slovenia	46,209	13,216	IX	6,3
1690	12	04	14		Villaco, Carinzia	46,633	13,880	VIII-IX	6,2
1873	06	29	03	58	Alpago Cansiglio	46,159	12,383	IX-X	6,3
1928	03	27	08	32	Carnia	46,372	12,975	IX	6,0
1936	10	18	03	10	Alpago Cansiglio	46,089	12,380	IX	6,1
1976	05	06	20	00	Friuli	46,241	13,119	IX - X	6,4

La presenza già all'inizio del 1906 di una stazione sismografica a Trieste, ubicata presso l'Osservatorio Marittimo, ha favorito la raccolta di dati sismologici strumentali relativi al territorio delle Alpi orientali. Nel 1958 la stazione fu assorbita dall'Osservatorio Geofisico (ora Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, OGS) e, nel 1963, fu trasferita dal centro di Trieste (Campo Marzio) in un sito a basso rumore ambientale (Grotta Gigante) e fu dotata degli strumenti della rete mondiale World Wide Standardized Seismographic Network (WWSSN). Alcune stazioni situate in aree vicine al Friuli (ad esempio, Lubiana, Pola, Padova,

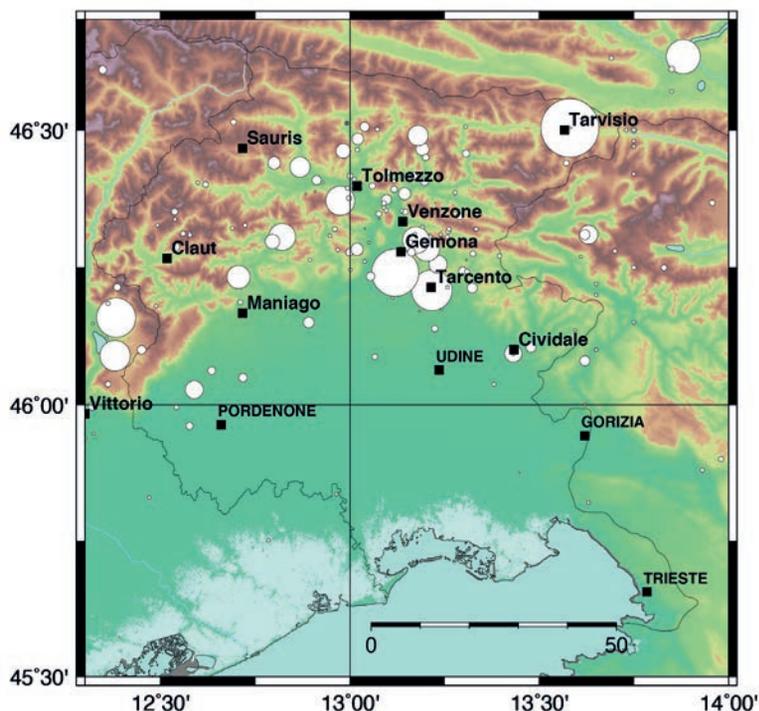


Fig. 2 - Epicentri dei terremoti con  $M_w$  maggiore o uguale a 4,0 avvenuti dall'anno 1000 al 5 maggio 1976 nelle Alpi orientali [dati estratti dal catalogo dei terremoti italiani di Rovida *et al.* (2016)]. La dimensione dei cerchi è proporzionale a  $M_w$ .

Venezia, Treviso) hanno contribuito con i loro dati alla localizzazione dei terremoti nelle Alpi orientali già dall'inizio del XX secolo.

La Fig. 2 mostra gli epicentri dei terremoti con  $M_w$  maggiore o uguale a 4,0 che si sono verificati dal 1000 al 5 maggio 1976. Si può notare che la maggiore attività sismica è concentrata lungo la fascia pedemontana, da Cividale a Vittorio Veneto, con il suo massimo nel Friuli centrale, tra Tarcento e Tolmezzo. Per quest'area, oltre ai citati terremoti con  $M_w$  maggiore o uguale a 6 (1511, 1928, e ricordiamo pure che il terremoto del 1976 si verificò qui), vale la pena di ricordare i terremoti del 1389 e 1908 (area epicentrale nei pressi di Moggio Udinese) con intensità epicentrale  $I_0$  VI-VII Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS) e VII-VIII MCS, rispettivamente. Un'altra area sismicamente attiva è quella di Tramonti: fu colpita dai terremoti distruttivi del 1776 ( $I_0$  VIII-IX MCS) e del 1794 ( $I_0$  VIII-IX MCS). Oltre a questi, un terremoto colpì il villaggio di Maniago nel 1812 ( $I_0$  VII-VIII MCS) mentre l'area di Cividale fu interessata dai terremoti del 1403 ( $I_0$  VIII MCS) e del 1898 ( $I_0$  VII MCS). Il terremoto di Raveo del 1700 ( $I_0$  VIII-IX MCS) merita di essere ricordato perché procurò notevoli danni localizzati in un'area molto limitata (circa 70 km<sup>2</sup>).

Alcune altre zone, al di fuori degli attuali confini italiani, sono importanti per il rischio sismico del Friuli. Tra queste, la già citata Carinzia, la cui città di Villaco e molti villaggi lungo la valle del fiume Gail furono colpiti dal grande terremoto del 1348 (il cui epicentro è stato individuato da studi recenti nell'area di confine tra Italia e Austria) e da quello del 1690: entrambi i terremoti furono distintamente avvertiti in tutto il Friuli. Una sismicità minore ha colpito la Slovenia occidentale, in particolare l'area del monte Nevoso (Sneznik), situata a SE della città di Trieste (Del Ben *et al.*, 1991). Più a est, alcuni grandi terremoti hanno colpito la città di Lubiana ( $I_0$  VIII-IX MCS) nel 1895 e l'area costiera croata intorno alla città di Fiume (Rijeka) nel 1323 ( $I_0$  IX MCS), nel 1574 ( $I_0$  VIII-IX MCS) e nel 1721 ( $I_0$  X MCS).

### 3. Le stazioni sismologiche al tempo del terremoto in Friuli

Soltanto 33 stazioni sismometriche erano operative in Italia all'inizio del 1976, situate presso università o istituzioni geofisiche (Fig. 3). Le stazioni situate nell'Italia nord-orientale erano quelle di Trieste (TRI), Udine (UDI), Padova (PAD), Salò (SAL) e Bolzano (BLZ), non riportata

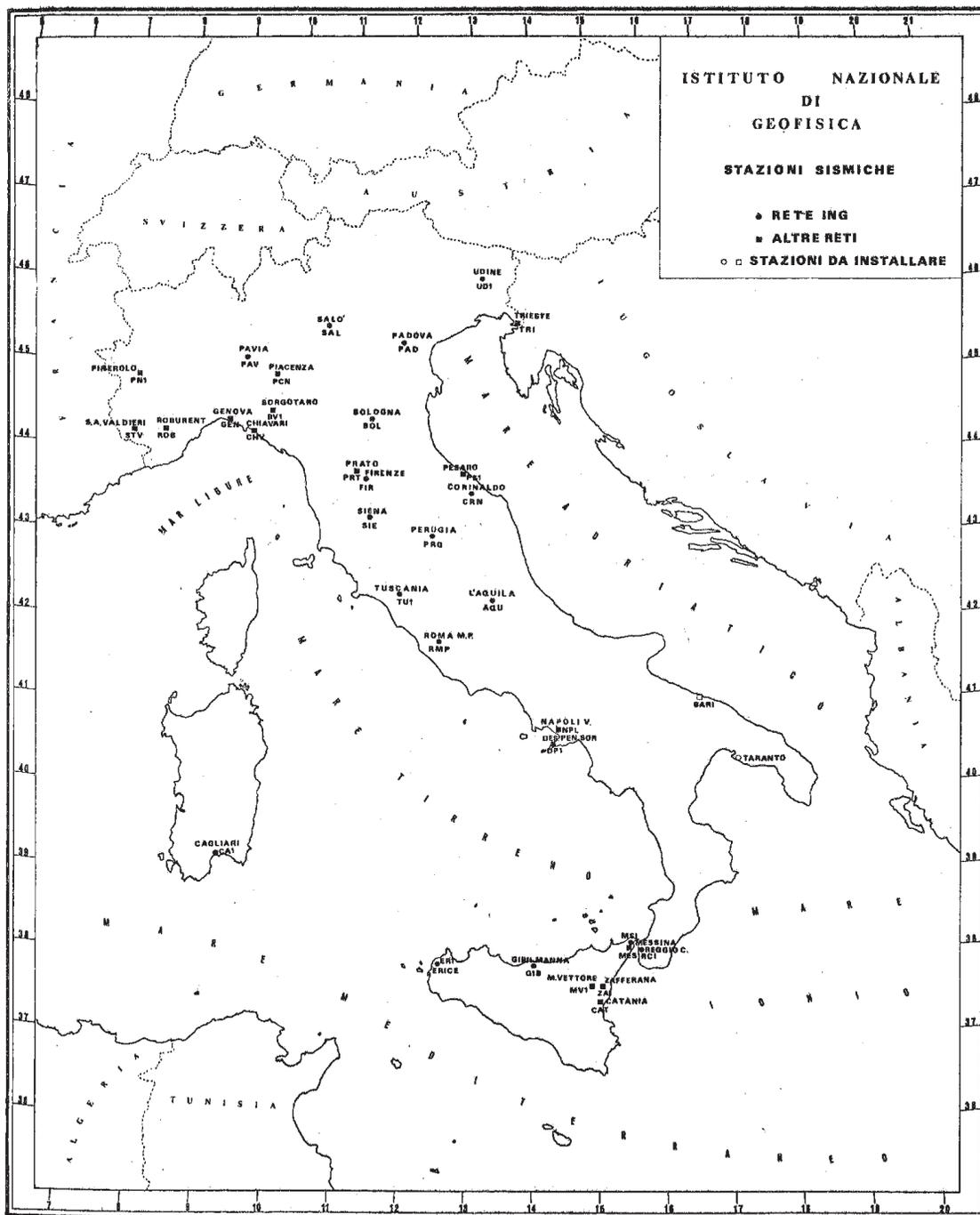


Fig. 3 - Mappa delle stazioni sismiche permanenti italiane operanti nel 1976.



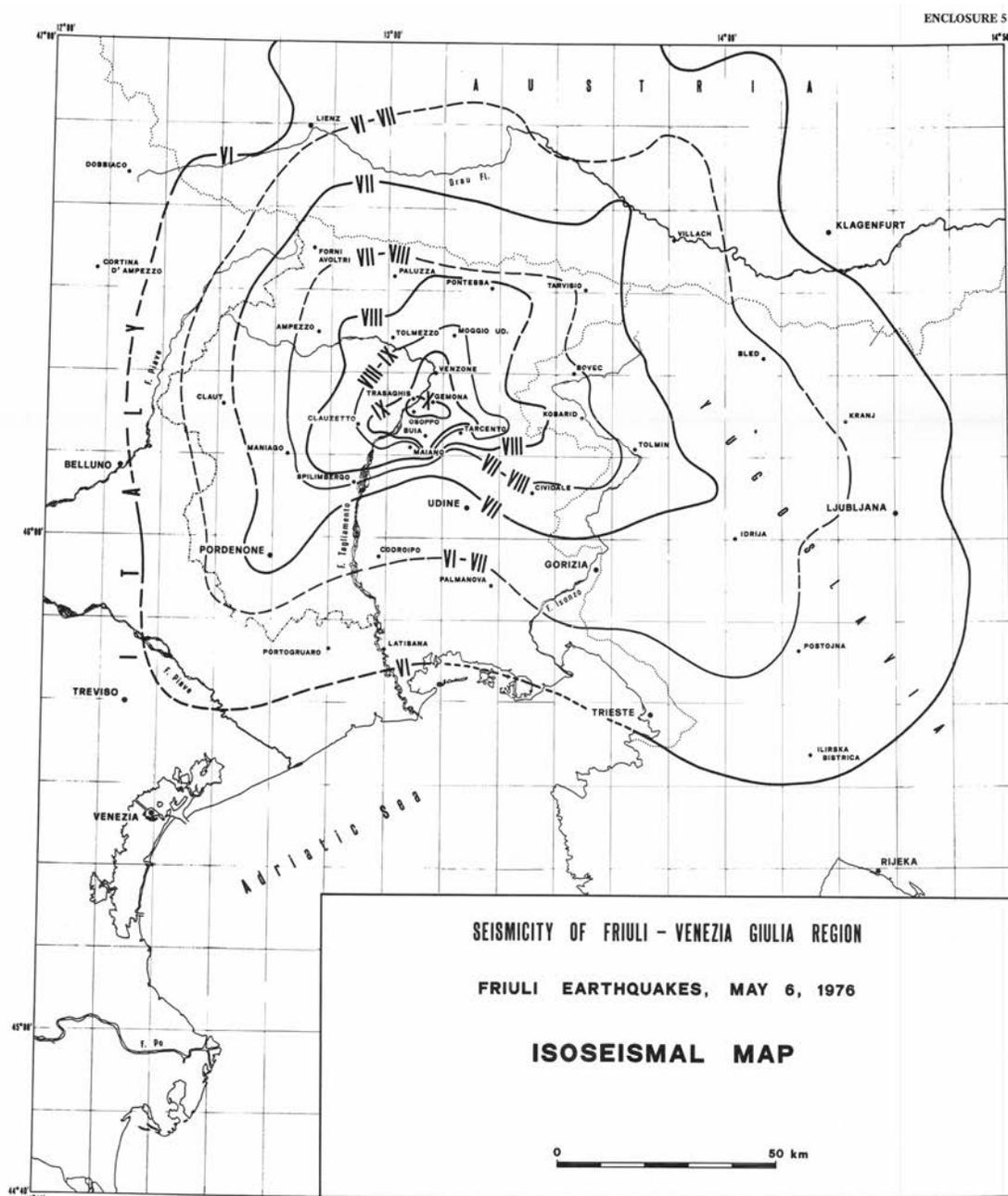


Fig. 5 - Isoseste (linee di stessa intensità macrosismica) del terremoto del 1976 in Friuli espresse nella scala MSK (da Giorgetti, 1976). Si può vedere la forte attenuazione dello scuotimento verso sud, caratteristica che ha risparmiato la città di Udine da danni più ingenti.

faceva parte della rete mondiale WWSSN installata nel 1963 dal Servizio Geologico degli Stati Uniti nella Grotta Gigante del Carso triestino. I terremoti di bassa e media magnitudo del Friuli centrale, distante circa 70 km dalla stazione stessa, venivano, pertanto, registrati correttamente mentre sussistevano dei problemi nelle registrazioni dei sismi di alta magnitudo (superiore a 5). Nel 1972 la stazione di Trieste fu dotata anche di un sismometro Wood-Anderson, strumento utile per il calcolo della magnitudo dei terremoti locali.

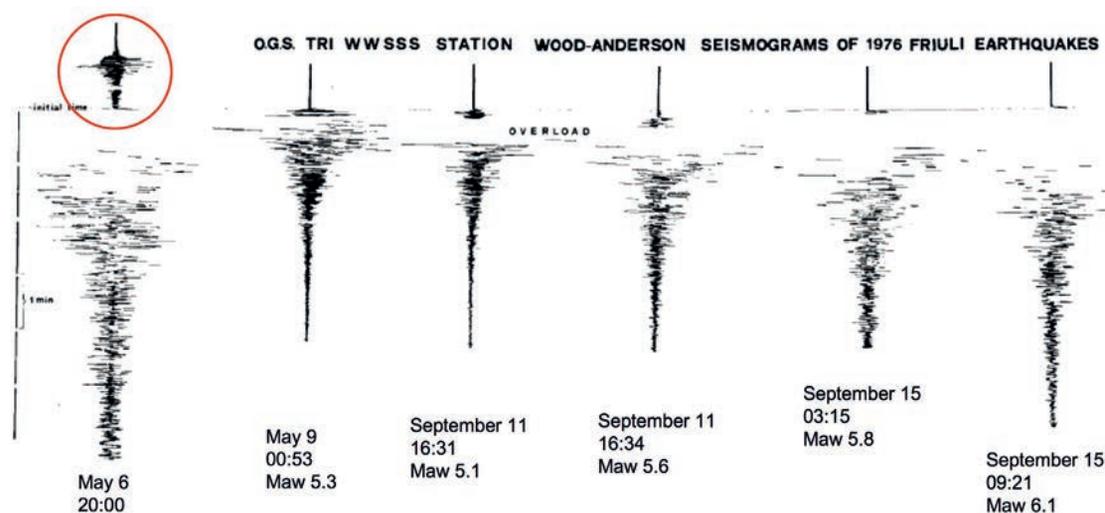


Fig. 6 - Sismogrammi registrati dal sismografo Wood-Anderson di Trieste relativi alle 6 scosse principali della sequenza del 1976. A queste andrebbe aggiunta la scossa del 16 settembre 1977. Il cerchio indica l'evento premonitore di  $M_L$  4,5, avvenuto un minuto prima della scossa principale.

#### 4. Il terremoto del 1976

Il terremoto del 6 maggio 1976 (Carulli e Slejko, 2005) colpì un'area di 5.700 km<sup>2</sup> nel Friuli centro-orientale, distrusse diversi insediamenti causando 990 morti (l'ultima vittima è stata individuata solo quarant'anni dopo il terremoto) e provocò danni per 4.500 miliardi di lire italiane (al valore del 1976). La scossa principale ebbe una magnitudo ( $M_L$ ) di 6,4 gradi della scala Richter e fu preceduta un minuto prima da una di  $M_L$  4,5. La massima intensità macrosismica fu del X grado (nella scala Medvedev-Sponheuer-Karnik, MSK) a Gemona, Venzone, Trasaghis, Bordano, Forgaria, Maiano e Osoppo (Fig. 5) ed il terremoto fu avvertito in un'area molto vasta, a nord fino a raggiungere le coste del Mar Baltico. Il terremoto non colpì città densamente abitate: la più vicina, Udine, situata a soli 30 km dall'epicentro, riportò solo danni marginali (VII grado MSK, vedi Fig. 5) perché il moto del suolo, fortunatamente, si attenuò rapidamente verso sud.

La sequenza sismica proseguì con scosse via via meno forti e meno frequenti (Fig. 6), la replica più intensa avvenne il 9 maggio ( $M_L$  5,3) e la sequenza sismica si placò in estate. Mentre l'opera di ricostruzione era in atto, si verificarono due terremoti l'11 settembre ( $M_L$  5,1 e 5,6) e altri due il 15 settembre ( $M_L$  5,8 e 6,1), che produssero ulteriori crolli e altre 13 vittime (da sommare ai 977 decessi di maggio). Un ulteriore forte terremoto ( $M_L$  5,2) si verificò un anno dopo, il 16 settembre 1977 seguito da una serie di scosse di assestamento che durarono più di un mese.

Il terremoto innescò un'ampia serie di studi sismologici atti a caratterizzare il fenomeno: l'area di faglia fu calcolata di 800 km<sup>2</sup> e la dislocazione di 32-54 cm (Caputo, 1976). I dati geodetici evidenziarono la massima deformazione verticale di 25 cm tra Venzone (+18 cm) in Carnia (-7 cm), sulla base delle misure di livellazione effettuate nel 1952 e ripetute nel 1977 (Talamo *et al.*, 1978); questa deformazione è stata attribuita alla sequenza del terremoto in Friuli, in quanto il tasso generale di sollevamento delle Alpi è di un ordine di grandezza inferiore. Dall'inversione degli stessi dati, fu ricavato un piano di faglia coerente con un meccanismo compressivo (Arca *et al.*, 1985) in accordo con quello ottenuto dai dati sismologici, e si evidenziarono fessurazioni

del terreno sia a est che a ovest del fiume Tagliamento, queste ultime caratterizzate anche da una componente trascorrente.

Dodici stazioni della rete accelerometrica dell'ENEL furono attivate dalla scossa principale del 6 maggio: fra queste, quella di Tolmezzo (distante circa 35 km dall'epicentro) registrò un picco di accelerazione orizzontale (PGA) di 0,37 g. Altre otto stazioni temporanee furono installate il giorno seguente dalla Commissione CNEN - ENEL e furono registrati 203 accelerogrammi, riferiti a 32 eventi verificatisi fino al 15 giugno. Una PGA di 0,52 g fu registrata nell'ex Jugoslavia dalla stazione temporanea di Breginj (situata su terreno soffice) durante la scossa di assestamento del 15 settembre di  $M_L$  5,8.

La risposta strutturale degli edifici allo scuotimento sismico fu ampiamente analizzata confrontando i danni subiti dalla vecchia muratura, da quella recente e dagli edifici in cemento armato.

## 5. L'ipocentro della scossa principale

La scossa principale del 6 maggio e la sequenza sismica che seguì nei giorni successivi furono studiate dall'OGS, inizialmente solo con i dati registrati dalla stazione di Trieste a causa della difficoltà di comunicazione con le stazioni vicine (interruzioni e/o sovraffollamento delle linee telefoniche). L'epicentro, dunque, fu calcolato sulla stima della distanza epicentrale e dell'azimut, con grandi incertezze coinvolte. La stima della profondità focale risultò impossibile: si poté solo valutare la natura superficiale dell'evento. Ulteriori studi hanno confermato la natura superficiale di quasi tutte le scosse della sequenza, che risultarono generalmente localizzate nei primi 10 km. Questa difficoltà di localizzazione spiega perché l'epicentro iniziale presso il monte San Simeone, comunicato subito dopo l'evento, venne leggermente modificato dagli studi svolti negli anni successivi. In effetti, sono disponibili in letteratura diversi epicentri per la scossa principale (Slejko, 2018); in sintesi, possono essere collegati a due aree: la fascia pedemontana delle Prealpi Giulie a est di Gemona e la Val Resia a NE di Venzone (Fig. 7). In particolare, l'epicentro calcolato dall'OGS, utilizzando anche i dati delle stazioni private (ENEL) operanti nel Friuli centrale, si colloca nell'area di Monteptrato, tra gli insediamenti di Taipana e Lusevera (Poli *et al.*, 2002).

Al fine di localizzare definitivamente la scossa principale, è stata eseguita una nuova elaborazione considerando tutti i dati disponibili. Più precisamente, sono stati utilizzati tutti i sismogrammi originali e i dati pubblicati sui bollettini delle stazioni pubbliche e private, permanenti e temporanee, distanti meno di 250 km dal Friuli centrale. Nell'elaborazione, sono stati considerati diversi modelli crostali e, alla fine, sono state scelte le soluzioni che presentavano i minori errori statistici. Questa nuova localizzazione, riportata in Fig. 7, conferma quella precedentemente calcolata dall'OGS: pone cioè l'epicentro nella fascia pedemontana in cui non esistono importanti insediamenti urbani. Ciò giustifica, forse, le diverse posizioni proposte per l'epicentro macrosismico che risultano spostate a ovest rispetto all'epicentro strumentale, in un'area popolata dalle città di Gemona, Trasaghis, Osoppo e Buja. La posizione meridionale dell'epicentro strumentale recentemente calcolato dall'OGS rispetto ad altri di letteratura è probabilmente motivata dall'utilizzo dei dati delle stazioni locali, generalmente mancanti prima della presente elaborazione: questi nuovi dati, infatti, spostano gli epicentri della sequenza verso sud. Anche il carattere superficiale della scossa (7 km) viene confermato da quest'ultima localizzazione.

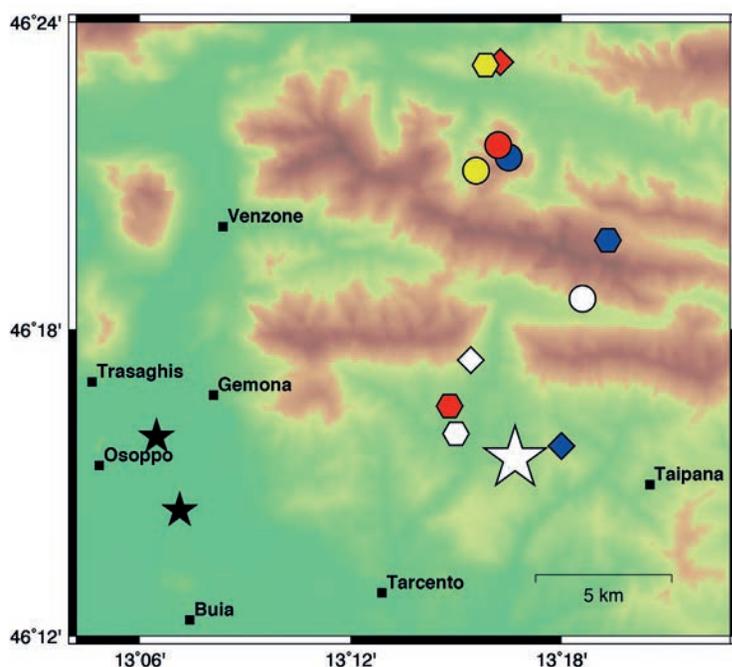


Fig. 7 - Localizzazioni epicentrali della scossa principale del 6 maggio 1976 (modificato da Slejko, 2018). Dai dati strumentali, rimangono individuate sostanzialmente due aree: la fascia pedemontana delle Prealpi Giulie a est di Gemona (la stella bianca indica il più recente epicentro calcolato dall'OGS) e la Val Resia a NE di Venzone mentre solo due localizzazioni posizionano l'epicentro nella zona dei Monti Musi. Le stelle nere indicano due localizzazioni macrosismiche.

## 6. L'evoluzione spazio-temporale della sequenza sismica e sua interpretazione sismotettonica

La notevole quantità di dati raccolti dalla stazione di Trieste ha permesso di localizzare 695 scosse verificatisi fino all'ottobre del 1976 (Colautti *et al.*, 1976): questi dati hanno evidenziato le aree interessate, rispettivamente, dagli eventi di maggio e da quelli di settembre e hanno indicato una migrazione della sismicità in direzione NO.

Diverse istituzioni scientifiche nazionali e internazionali [ING, CNEN, Università di Catania, Università di Monaco, Institut de Physique du Globe di Strasburgo (IPG)] parteciparono alla raccolta dati della sequenza sismica con l'installazione di stazioni temporanee in Friuli e in Carinzia. Sebbene alcune stazioni abbiano funzionato solo durante due brevi periodi, rispettivamente in maggio-giugno e settembre-ottobre, i dati da loro registrati consentirono la localizzazione degli eventi anche in profondità e misero in luce la natura superficiale (entro 20 km) di quasi tutti i terremoti. L'analisi di circa 4.000 eventi della sequenza sismica con  $M_L$  tra 1,5 e 5,0, registrati da una rete temporanea installata dall'IPG dopo i forti terremoti di maggio e settembre, evidenziò che la sismicità di maggio era concentrata nel Friuli orientale e migrò verso NO durante il mese di settembre (Finetti *et al.*, 1976). Questi dati di buona qualità permisero l'ubicazione degli ipocentri su sezioni geologiche e confermarono la natura superficiale del fenomeno, con una profondità dei sismi compresa tra 1 e 7 km, anche nel caso di terremoti di  $M_L$  maggiore di 4,0 (Fig. 8). L'interpretazione sismotettonica che ne derivò (Amato *et al.*, 1976), considerando che quasi tutti i terremoti hanno presentato un meccanismo focale collegabile all'attività dei sovrascorrimenti alpini, associò la scossa principale e gli eventi di maggio alla faglia Buja - Tricesimo, faglia situata nel settore pedemontano friulano, e le scosse di assestamento dell'11 e 15 settembre alla linea Barcis - Starasella (Sovrascorrimento Periadriatico), situato a nord della prima sorgente. Le

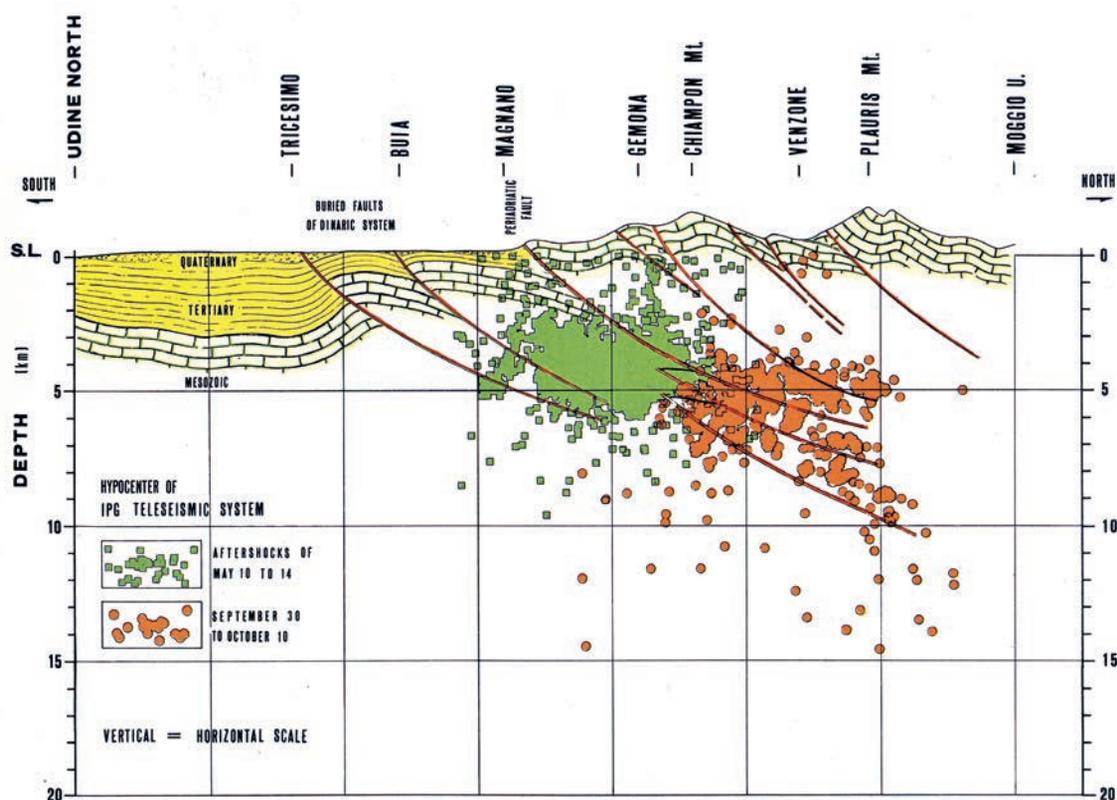


Fig. 8 - Sezione geologica attraverso l'area colpita dai terremoti del 1976 (da Amato *et al.*, 1976); vengono evidenziati gli ipocentri dal 10 al 14 maggio (in verde) e dal 30 settembre al 10 ottobre 1976 (in rosso).

forti scosse di settembre furono interpretate come dovute al riequilibrio dinamico a seguito della decompressione dei blocchi rocciosi occidentali causata dalla scossa principale. Le fessurazioni superficiali, evidenziate da indagini geologiche, non furono, tuttavia, collegate al movimento della faglia a causa della complessa struttura tettonica dell'area epicentrale (Bosi *et al.*, 1976; Panizza, 1977).

Anche uno studio successivo sulle variazioni dello sforzo di Coulomb (Perniola *et al.*, 2004) ha individuato una correlazione positiva tra le aree perturbate (aumento di sforzo) a seguito della scossa principale e la distribuzione spaziale della sismicità della sequenza, suggerendo che la scossa principale abbia favorito la rottura di faglie vicine.

Considerando il carattere superficiale degli ipocentri e poiché un collegamento tra terremoti e faglie superficiali risulta molto difficile anche alla luce degli studi più recenti, è stata proposta anche una complessa geometria profonda delle faglie coinvolte nella sequenza, caratterizzata dalla loro fusione al contatto con il basamento cristallino e la generazione di una superficie di scollamento alla profondità di circa 10 km (Slejko *et al.*, 1989).

L'inversione tomografica dei terremoti locali dal 1984 al 1986, ha identificato, inoltre, un corpo ad alta densità sud-vergente situato alla profondità di 5-10 km, che è stato interpretato come un cuneo della catena paleocarnica (Amato e Malagnini, 1990). Questo cuneo sovrasta il basamento cristallino e potrebbe essere stata la principale sorgente di sismicità in Friuli e, di conseguenza, del terremoto del 1976.

In uno studio ulteriore (Audia *et al.*, 2000), l'analisi comparata delle localizzazioni ipocentrali, dell'inversione delle onde superficiali di lungo periodo, della geologia di superficie e della modellazione dello scuotimento forte ha suggerito che la rottura del terremoto in Friuli sia stata originata da un piegamento di 19 km che si sviluppa da cieco, sotto le strutture di Bernadia e Buja, in semi-cieco, sotto la struttura di Susans, e che termina nelle vicinanze della piega di Ragogna. Questo modello è stato confermato dall'interpretazione delle misure geodetiche disponibili per la deformazione osservata (Cheloni *et al.*, 2012), che sono compatibili con la faglia cieca di Buja come fonte sismica di tutti i principali terremoti della sequenza (scossa principale del 6 maggio e due scosse di assestamento del 15 settembre). Supponendo che tutta la deformazione accumulata nel processo di convergenza tra la Microplacca Adriatica e la Placca Eurasiatica venga rilasciata in un singolo terremoto di magnitudo paragonabile a quello dell'evento del 1976, questo evento avrebbe un intervallo di ricorrenza di 500-700 anni.

Un'ulteriore analisi congiunta delle localizzazioni ipocentrali e dei meccanismi focali, elaborati dall'inversione delle onde superficiali, ha suggerito che la maggior parte degli eventi della sequenza fossero associati al Sovrascorrimento Periadriatico, mentre solo due scosse di assestamento del maggio 1976 avrebbero interessato strutture dinariche (Pondrelli *et al.*, 2001).

L'analisi svolta dall'OGS sui dati sismologici relativi a 1256 eventi della sequenza friulana dal 6 maggio 1976 al 6 maggio 1977 ha permesso di descrivere l'evoluzione spazio-temporale del fenomeno sismico, caratterizzato dall'attivazione sia di sovrascorrimenti immergenti a nord con basso angolo che di faglie minori immergenti a sud con alto angolo. Insieme a nuovi dati geologici, i dati sismologici (in particolare 479 ipocentri e 123 meccanismi focali) hanno permesso ai geologi la costruzione di un modello strutturale 2D per la catena sudalpina, le cui sezioni verticali mostrano un sistema di sovrascorrimenti sud-vergenti con retroscorrimento caratterizzato da una concentrazione di fratture nelle rocce carbonatiche a 5-8 km di profondità alla latitudine di Gemona (Poli *et al.*, 2002). La ridistribuzione dello sforzo causata dalla sequenza del 1976 avrebbe prodotto un trasferimento della deformazione verso il settore occidentale. Pertanto, si ritiene che l'evento principale del 6 maggio 1976 sia associato alla faglia Susans - Tricesimo, nuova interpretazione della linea Buja - Tricesimo, mentre la forte scossa di assestamento del 15 settembre è considerata collegata alla faglia sepolta di Trasaghis, rampa laterale della linea di Pozzuolo (Galadini *et al.*, 2005). Altre evidenze, come le considerevoli deformazioni quaternarie sia in superficie che rilevate nei profili sismici, la capacità del sovrascorrimento Susans - Tricesimo di generare terremoti molto grandi ( $M_w$  intorno a 6,5) e la distribuzione dei danni, localizzati principalmente al tetto della stessa faglia, contribuiscono a confermare questa interpretazione (Poli e Zanferrari, 2018).

Per concludere la rassegna delle interpretazioni sulle sorgenti del periodo sismico iniziato il 6 maggio 1976, va ricordato che il catalogo delle faglie attive in Italia (Burrato *et al.*, 2008) individua le quattro sorgenti dei principali episodi sismici della sequenza friulana. Queste sono: la faglia Gemona Sud, per l'evento principale del 6 maggio; la linea di Tarcento, per il sisma di magnitudo 5,6 dell'11 settembre; quella di Montenars, per la scossa di magnitudo 5,9 del 15 settembre; e, infine, la faglia Gemona Est, per l'evento di magnitudo 6,0 del 15 settembre (Fig. 9).

Recentemente è stata eseguita una revisione completa di tutti i terremoti della sequenza dal 6 maggio 1976 al 31 dicembre 1977 in sintonia a quanto fatto per la scossa principale e precedentemente descritto. Utilizzando tutti i dati delle stazioni pubbliche e private, permanenti e temporanee, distanti meno di 250 km dal Friuli centrale, sono stati, così, localizzati con

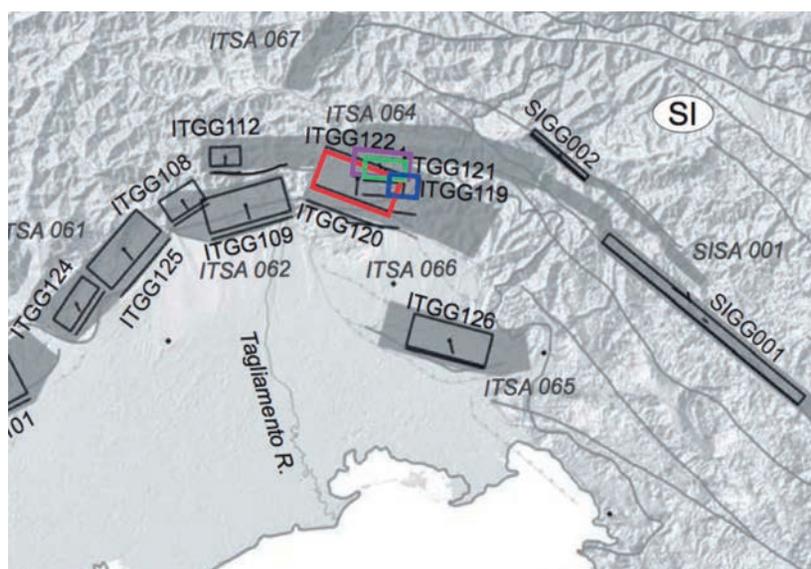


Fig. 9 - Sorgenti dei principali terremoti della sequenza del 1976 (modificata da Burrato *et al.*, 2008): 6 maggio (rettangolo rosso), 11 settembre 16:35 (rettangolo blu), 15 settembre 03:15 (rettangolo verde) e 15 settembre 09:21 (rettangolo viola).

soddisfacente precisione 2012 eventi. La Tabella 2 e la Fig. 10 riportano le soluzioni ipocentrali ottenute per gli eventi più forti della sequenza e cioè quelli con  $M_L$  maggiore o uguale a 4,5. La profondità focale di questi terremoti risulta compresa tra circa 5 km e 14 km, a ulteriore conferma del carattere superficiale degli eventi.

Queste nuove accurate localizzazioni sono state utilizzate per studiare la distribuzione spazio-temporale della sismicità durante la sequenza. La Fig. 11 illustra il rilascio nel tempo della magnitudo (Fig. 11a), il numero cumulativo di eventi e l'energia cumulativa (Fig. 11b). L'andamento della magnitudo nel tempo (Fig. 11a) mostra la diminuzione di sismicità in luglio

Tabella 2 - Terremoti della sequenza sismica 1976-1977 con  $M_L$  maggiore o uguale a 4,5.  $h$  è la profondità dell'ipocentro (in km).

N	Data	Tempo Origine	Lat. N	Lon. E	$h$	$M_L$
1	1976/05/06	19:59:05,69	46,27	13,31	9	4,5
2	1976/05/06	20:00:13,30	46,26	13,28	7	6,4
3	1976/05/07	00:23:49,44	46,25	13,29	8	4,5
4	1976/05/09	00:53:44,45	46,22	13,30	12	5,3
5	1976/05/11	22:44:00,64	46,26	13,06	12	4,8
6	1976/09/11	16:31:11,40	46,28	13,20	9	5,1
7	1976/09/11	16:35:02,35	46,26	13,23	5	5,4
8	1976/09/15	03:15:19,74	46,29	13,19	7	5,8
9	1976/09/15	04:38:53,50	46,28	13,20	14	4,7
10	1976/09/15	09:21:18,83	46,30	13,16	12	6,1
11	1976/09/15	11:11:11,25	46,28	13,16	6	4,5
12	1977/04/03	03:18:14,07	46,31	13,15	12	4,5
13	1977/09/16	23:48:07,45	46,30	13,10	11	5,2

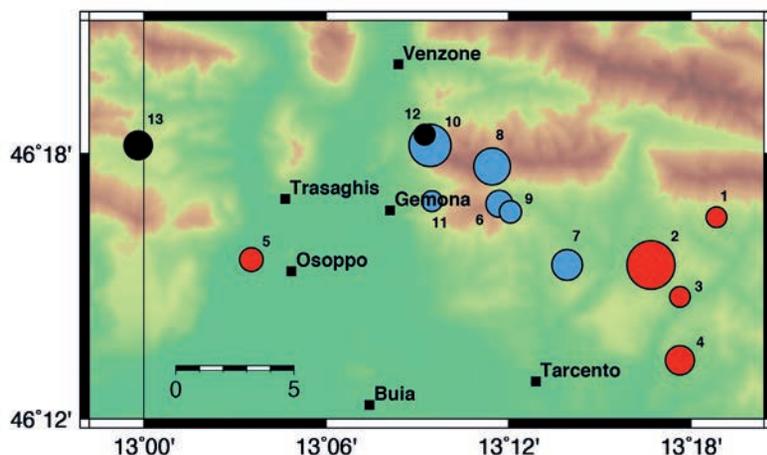


Fig. 10 - Epicentri dei principali eventi della sequenza del Friuli: cerchi rossi = epicentri dal 6/5/1976 al 31/8/1976, cerchi blu = epicentri dall'1/9/1976 al 31/12/1976, cerchi neri = epicentri dall'1/1/1977 al 31/12/1977. I numeri si riferiscono alla Tabella 2. Si può vedere la migrazione verso NO della sismicità.

ed agosto 1976 e poi a partire dal gennaio 1977, con l'eccezione delle due sequenze di aprile ( $M_L$  4.5) e settembre ( $M_L$  5.2) 1977. I due grafici del numero cumulativo di eventi e del rilascio cumulativo di energia sono molto simili tra loro (Fig. 11b): i tre episodi di maggio e settembre 1976 e quello di settembre 1977 sono ben evidenti nelle due curve e si può vedere che quasi tutta l'energia è stata rilasciata durante i citati tre episodi (Fig. 11b). La distribuzione spaziale degli eventi (Fig. 12) illustra, come già dimostrato dagli studi sopra menzionati, la migrazione verso NO della sismicità da maggio (Fig. 12a) a settembre (Fig. 12b), sebbene la regione interessata dalla sismicità risulta più ampia dell'area epicentrale degli eventi principali. Durante il 1977 (Fig. 12c), la sismicità si spostò ulteriormente verso ovest, ma la regione interessata dal fenomeno sismico rimase molto vasta.

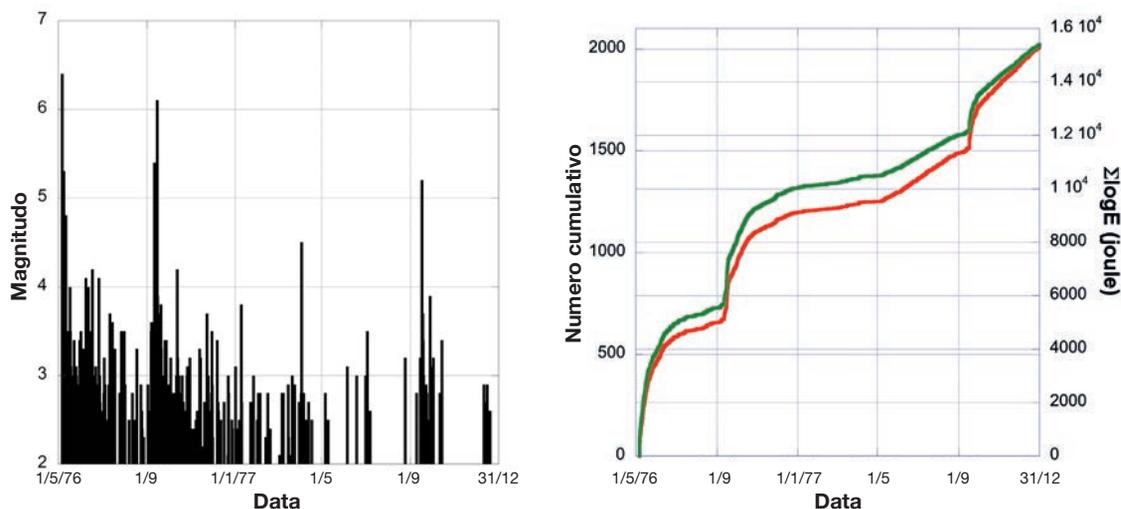


Fig. 11 - Evoluzione della sismicità nel tempo durante la sequenza sismica: a sinistra, magnitudo in funzione del tempo; a destra, numero cumulativo di terremoti (linea rossa) e rilascio cumulativo di energia (linea verde). Si può vedere che, dopo l'elevata sismicità di maggio e giugno, la sequenza è molto scemata in luglio ed agosto per riprendere violenza in settembre e che praticamente tutta l'energia è stata rilasciata dalle scosse principali di maggio e settembre.

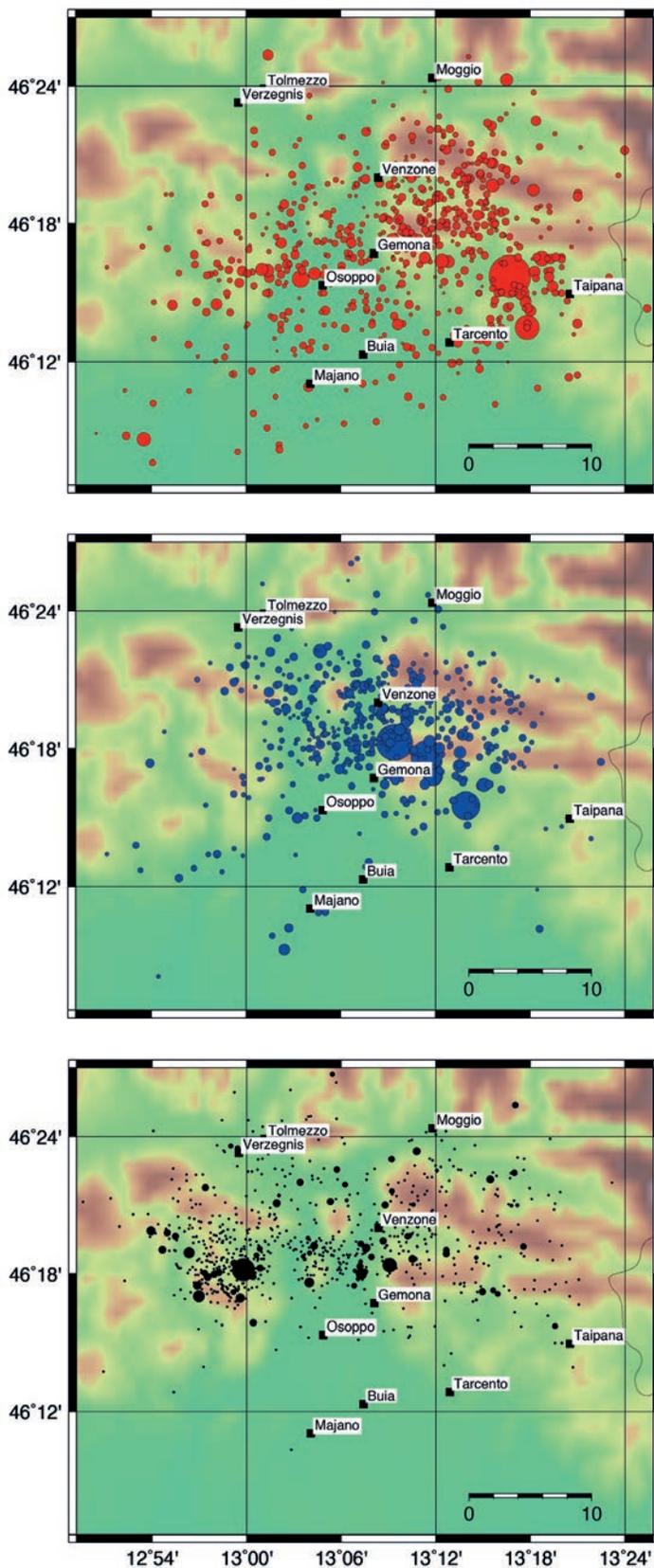


Fig. 12 - Evoluzione spaziale della sequenza sismica friulana: a) 6 maggio 1976 - 31 agosto 1976; b) 1 settembre 1976 - 31 dicembre 1976; c) 1 gennaio 1977 - 31 dicembre 1977. Si noti la migrazione della sismicità verso NO (almeno per gli eventi principali), anche se i terremoti hanno sempre interessato una regione molto ampia.

I meccanismi focali degli eventi principali della sequenza furono calcolati sia utilizzando i primi arrivi delle onde sismiche sia dall'inversione delle onde superficiali. Mentre vi fu coerenza nel riferire il meccanismo focale della scossa principale ad una faglia inversa a basso angolo con limitata componente trascorrente, inizialmente furono proposti meccanismi diversi (sia inversi che trascorrenti) per alcune scosse di assestamento. Una preferenza generale è stata data ai meccanismi inversi, collegati ai sovrascorrimenti orientati ENE-OSO e dolcemente immergenti verso nord, tranne per alcuni eventi, sicuramente trascorrenti, che si sono verificati ad ovest del fiume Tagliamento. Elaborazioni successive hanno confermato il carattere compressivo e l'orientazione alpina di tutti gli eventi principali della sequenza e della maggioranza degli eventi minori anche se è stata pure ipotizzata una possibile inversione del regime di sforzo, da inverso a normale, in determinati periodi e relativamente a particolari profondità focali (Ebblin, 1980).

La ricostruzione del campo di sforzo (Slejko *et al.*, 1999), ottenuta dall'inversione degli stessi meccanismi focali, ha indicato che esso non è rimasto costante nel tempo. Infatti, dopo una prima fase, durata fino a metà settembre 1976, durante la quale il campo di sforzo è rimasto omogeneo e coerente con la tettonica regionale, a metà settembre si è verificato uno scenario misto, probabilmente causato dalla sovrapposizione di situazioni locali al campo di sforzo regionale.

L'interpretazione dei meccanismi focali della sequenza sismica del Friuli rimane, quindi, ben inserita nel contesto geodinamico del movimento della Microplacca Adriatica, che si manifesta in questa regione principalmente con il meccanismo compressivo delle faglie alpine lungo piani a basso angolo immergenti verso nord e, in misura minore, con l'attività trascorrente di alcune faglie dinariche.

Recentemente, sulla base della nuova mappatura geologica e della nuova interpretazione delle linee sismiche ubicate nella fascia pedemontana friulana è stato proposto un nuovo modello strutturale del Friuli (Zanferrari *et al.*, 2008, 2013), che suggerisce una stretta relazione tra il sistema trascorrente destro Idria - Ampezzo (che si estende dalla valle del fiume Isonzo, nella Slovenia occidentale, all'alta valle del fiume Tagliamento in Carnia) e i sovrascorrimenti sud-vergenti presenti nelle Prealpi Giulie e nella fascia pedemontana friulana (faglia Gemona - Caporetto, faglia Susans - Tricesimo, linee di Buja, di Pozzuolo, di Udine). Questo modello rappresenta una nuova chiave di lettura per capire meglio lo sviluppo della sequenza friulana.

## 7. Fenomeni precursori del terremoto del Friuli

Due possibili fenomeni precursori sono riportati in letteratura (Rebez *et al.*, 2018) relativamente al terremoto friulano: la presenza nella zona di Latisana (settore meridionale della pianura friulana affacciato sul mare Adriatico) di alcuni terremoti di bassa magnitudo durante l'inverno precedente al terremoto e la registrazione di alcuni disturbi a bassa frequenza, da parte dei pendoli Marussi, ubicati nella Grotta Gigante sul Carso triestino; disturbi questi che non furono mai registrati prima e neppure negli anni successivi.

Tra novembre 1975 e febbraio 1976, quattro terremoti di magnitudo tra 2,5 e 3,5 furono chiaramente avvertiti dalla popolazione nell'area di Latisana (Fig. 13), considerata fino ad allora praticamente asismica e non caratterizzata dalla presenza di faglie note. Dopo il 6 maggio fu ipotizzato che i terremoti di Latisana potessero essere stati un fenomeno precursore del terremoto del 6 maggio, perché causati da microfratture sviluppate durante la fase di accumulo di sforzo

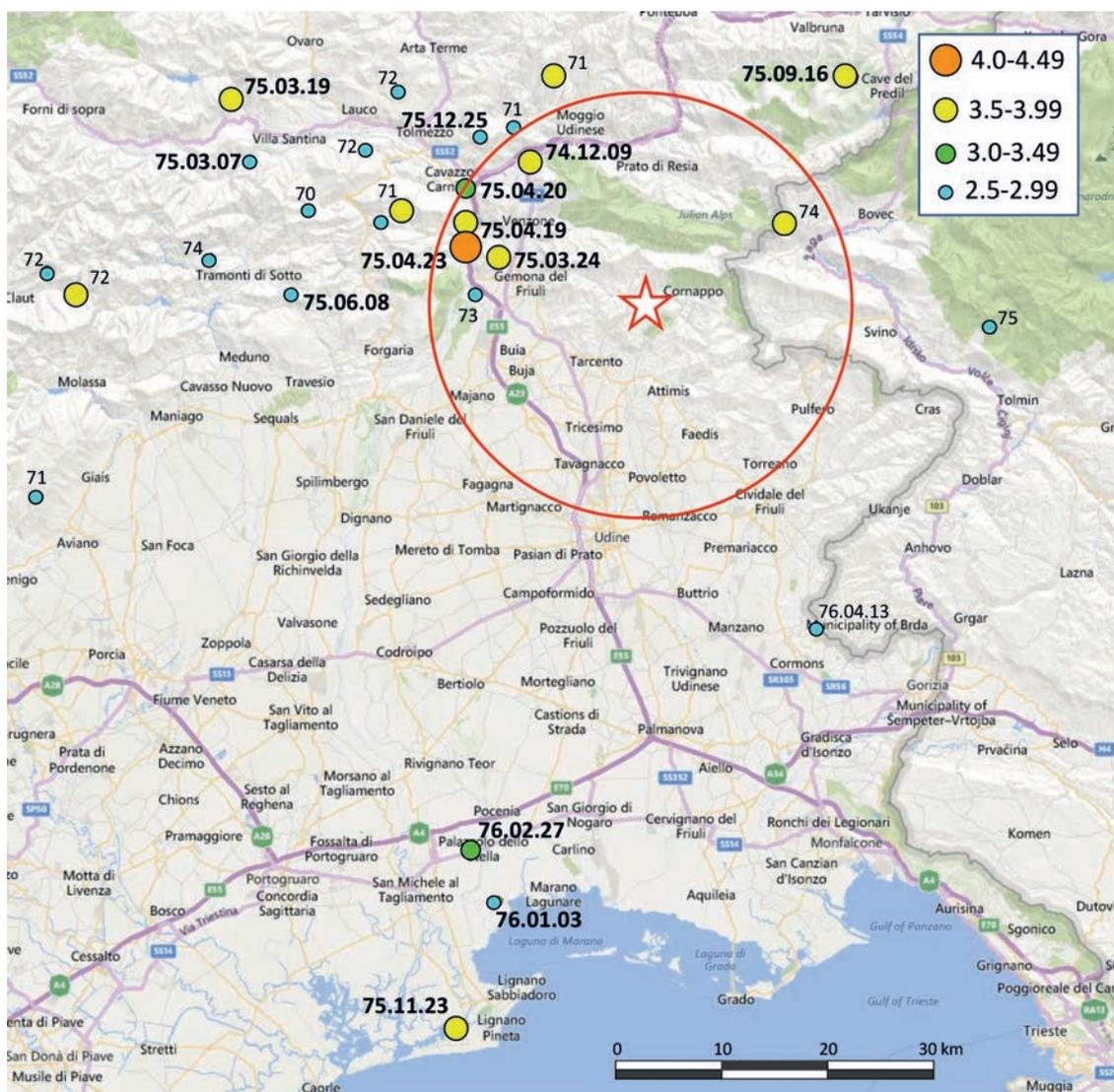


Fig. 13 - Mappa degli epicentri dei terremoti nel periodo 1 gennaio 1971 - 5 maggio 1976. L'evento principale del 6 maggio 1976 è contrassegnato con una stella bianca. Il cerchio rosso ha un raggio di 20 km e mette in evidenza il suo settore nord-occidentale dove si sono verificati alcuni eventi nei due anni precedenti il terremoto del 6 maggio. Tre dei quattro terremoti "precursori" di Latisana sono visibili lungo la costa adriatica; per il quarto non è stato possibile produrre una localizzazione accurata. Il numero associato agli epicentri identifica la data (anno, mese e giorno o solo l'anno) dell'evento.

compressivo precedente al terremoto; microfrazture ubicate in prossimità di una lieve ondulazione individuata nell'area da indagini di esplorazione sismica (Finetti *et al.*, 1979).

Il 26 gennaio 1973 fu registrato un salto evidente su entrambe le componenti dei pendoli Marussi seguito da disturbi anomali nelle ore successive (Fig. 14). Questa perturbazione si ripeté frequentemente in seguito, e si interruppe bruscamente con il terremoto del 6 maggio per apparire nuovamente, anche se debolmente, prima delle scosse di settembre. Da allora, quel tipo di perturbazione non è più stato registrato. Furono suggerite diverse spiegazioni (Chiaruttini e Zadro, 1976; Bonafede *et al.*, 1982) per le perturbazioni e cioè che potessero essere state causate

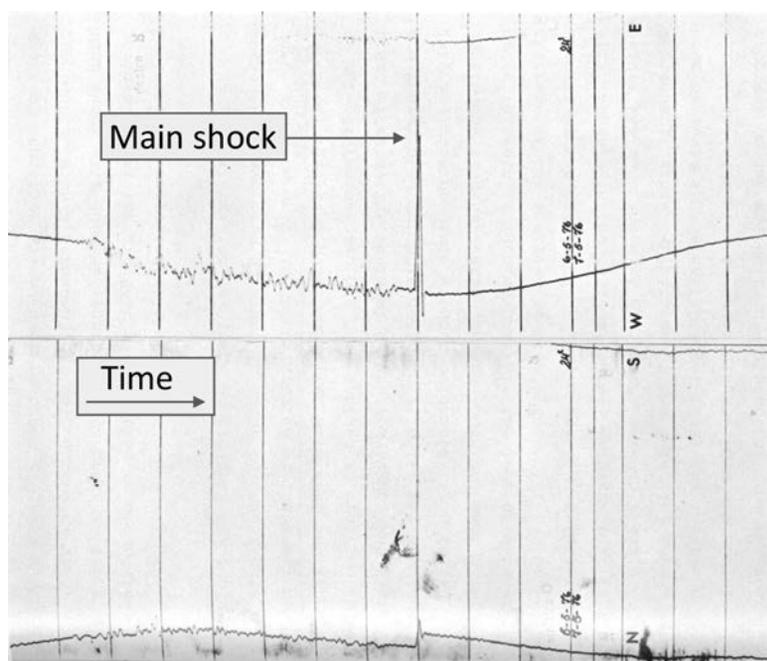


Fig. 14 - Transienti registrati dalle due componenti orizzontali del pendolo Marussi situati nella Grotta Gigante nei pressi di Trieste (da Chiaruttini e Zadro, 1976). Si può vedere che il disturbo scompare dopo la scossa del 6 maggio (*main shock* in figura). Le linee parallele indicano le ore.

da fenomeni di *creep*, di dilatanza pre-sismica o da terremoti silenziosi, una sorta di lento scivolamento, cioè, sotto la zona focale dell'evento del 6 maggio.

Sebbene sia i terremoti di Latisana che i disturbi registrati dai pendoli della Grotta Gigante siano stati proposti come possibili eventi precursori del terremoto friulano, ambedue fenomeni non hanno trovato ancora una solida interpretazione scientifica.

Negli anni successivi alcune registrazioni delle stazioni della rete clino-estensimetrica operante in Friuli dal 1977 hanno mostrato forti anomalie in concomitanza di due terremoti di media magnitudo ( $M_L$  4,1 e 3,9) che si sono verificati in prossimità di alcune stazioni, suggerendo, quindi, che i segnali precursori di eventi sismici possano essere rilevati solo a distanze paragonabili alla dimensione della sorgente sismica (Dal Moro e Zadro, 1999). Un segnale precursore del terremoto del 6 maggio è stato anche identificato, *a posteriori*, nelle variazioni crostali pre-sismiche evidenziate dalle registrazioni clinometriche presso la diga di Ambiesta (SO di Tolmezzo); vale la pena ricordare che un segnale simile era stato registrato anche nel caso del terremoto dell'11 ottobre 1954 con epicentro nei pressi di Gemona (Biagi *et al.*, 1976).

## 8. Conclusioni

Il terremoto del 6 maggio 1976 in Friuli è stato il primo forte terremoto italiano studiato con dati e metodi scientificamente avanzati. Probabilmente rappresenta il massimo terremoto che le strutture sudalpine possono esprimere, sebbene nessuno possa escludere il verificarsi di terremoti ancora più forti.

Come descritto in precedenza, la complessità tettonica della regione ha reso estremamente difficile l'associazione degli ipocentri della sequenza friulana a specifiche faglie. Anche per questo motivo, la Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia ha finanziato, nell'ambito delle azioni per la

ricostruzione delle aree colpite dal terremoto, la realizzazione di una rete sismometrica regionale che è stata inaugurata il 6 maggio 1977 con le prime tre stazioni, situate nell'area epicentrale (Santulin *et al.*, 2018). Negli anni successivi, il numero delle stazioni aumentò, raggiungendo la configurazione attuale di 21 stazioni, a cui si sommano quelle della Regione Veneto e quelle delle province autonome di Trento e Bolzano per formare, tutte assieme, la rete sismometrica dell'Italia nord-orientale. Questa geometria di rete consente oggi accurate localizzazioni ipocentrali e, di conseguenza, una buona definizione dei volumi sismicamente attivi, anche se la loro associazione a faglie specifiche rimane influenzata da grandi incertezze.

Allo stato attuale delle conoscenze, si può affermare che la sequenza sismica iniziata il 6 maggio 1976 rappresenta l'evoluzione di un fenomeno complesso che ha interessato molte strutture tettoniche alpine compressive, spesso cieche, e, probabilmente, anche qualche faglia dinarica (ad es. i forti terremoti del 7 e 9 maggio 1976). L'interpretazione del meccanismo focale della scossa principale del 6 maggio, riconducibile a una faglia inversa alpina a basso angolo è consolidata ed esiste, pure, un accordo generale in letteratura sulla relativa sorgente, nonostante le opinioni leggermente diverse che i geologi hanno sulla profonda geometria delle faglie nell'area epicentrale. Infatti, la scossa principale viene associata alla faglia Susans - Tricesimo, interpretazione recente della linea Buja - Tricesimo, già proposta inizialmente quale sorgente per il terremoto del 6 maggio, anche se altri studi hanno collegato l'evento maggiore sia al sovrascorrimento Tricesimo - Cividale (sovrascorrimento Colle Villano in Fig. 1) che al Sovrascorrimento Periadriatico. Diverse interpretazioni furono proposte anche per gli eventi del settembre 1976: furono, infatti, associati sia al Sovrascorrimento Periadriatico che alla faglia di Trasaghis, rampa laterale della linea di Pozzuolo. Pure la faglia cieca di Buja fu proposta come unica sorgente per l'intera sequenza del 1976. L'evento del settembre 1977 ( $M_L$  5,2), infine, si verificò a ovest del fiume Tagliamento ed è stato associato alla parte occidentale del Sovrascorrimento Periadriatico. L'interpretazione dettagliata delle strutture attivate durante la sequenza sismica, secondo il catalogo italiano delle faglie attive (Burrato *et al.*, 2008), identifica le quattro faglie citate come Gemona Sud, Tarcento, Montenars e Gemona Est quali responsabili dei terremoti più forti: in pratica, tali faglie avrebbero rilasciato l'intera energia elastica della sequenza.

Rimane aperta la questione se le faglie responsabili dei terremoti della sequenza friulana del periodo 1976 - 1977 abbiano, o meno, attivato il basamento cristallino: la maggior parte delle interpretazioni proposte condividono l'opinione che non l'hanno fatto.

La complessità tettonica della regione colpita, con i suoi numerosi sistemi di faglie soprattutto inverse, e il rilascio intermittente di energia elastica con tre episodi principali (6 maggio, 11 e 15 settembre 1976), a cui si aggiunge anche il forte terremoto del 16 settembre 1977, localizzato pure nell'area epicentrale, probabilmente caratterizzano il terremoto del 1976 come il massimo evento che le sorgenti sismiche del Friuli centrale possono generare. Per questa ragione, è importante studiare al meglio la sequenza iniziata il 6 maggio 1976 e la sismicità degli anni successivi, al fine di identificare con precisione le sorgenti sismiche attive nell'Italia nord-orientale e di definire le loro caratteristiche sismiche (magnitudo massima e intervallo di ricorrenza).

#### BIBLIOGRAFIA

- Amato A. e Malagnini L.; 1990: *A blind thrust beneath the Friuli region? Evidence from local earthquake tomography.* In: Roca A. and Mayer-Rosa D. (eds), *Proceedings ESC 22nd General Assembly*, pp. 121-126.
- Amato A., Barnaba P.F., Finetti I., Groppi G., Martins B. e Muzzin A.; 1976: *Geodynamic outline and seismicity of Friuli Venetia Julia region.* Boll. Geof. Teor. Appl., **18**, 217-256.

- Aoudia A., Saraò A., Bukchin B. e Suhadolc P.; 2000: *The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later*. Geoph. Res. Lett., **27**, 573-576.
- Arca S., Bonasia V., De Natale G., Pingue F. e Scarpa R.; 1985: *A multiple fault system as the fracture mechanism for the 1976-1977 Friuli earthquakes from inversion of geodetic data*. Boll. Geod. Scienze Aff., **44**, 101-124.
- Biagi P. F., Caloi P., Migani M. e Spadea M. C.; 1976: *Le variazioni di inclinazione e la sismicità che hanno preceduto il forte terremoto del Friuli del 6 maggio 1976*. Annali di Geofisica, **29**, 137 - 152.
- Bonafede M., Boschi E. e Dragoni M.; 1982: *A physical model of the long-period precursor to the 1976 Friuli earthquake*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**, 93-108.
- Bosi C., Camponeschi B. e Giglio G.; 1976: *Indizi di possibili movimenti lungo faglie in occasione del terremoto del Friuli del 6 maggio 1976*. Bull. Soc. Geol. It., **95**, 803-830.
- Burrato P., Poli M.E., Vannoli P., Zanferrari A., Basili R. e Galadini F.; 2008: *Sources of MW 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence*. Tectonophysics, **453**, 157-176.
- Caputo M.; 1976: *The area of the fault, the dislocation, the stress-drop and the seismic moment of the Friuli earthquake of May 6th 1976*. Boll. Geof. Teor. Appl., **19**, 405-409.
- Carulli G.B. e Slejko D.; 2005: *The 1976 Friuli (NE Italy) earthquake*. Giornale di Geologia Applicata, **1**, 147-156.
- Cheloni D., D'Agostino N., D'Anastasio E. e Selvaggi G.; 2012: *Reassessment of the source of the 1976 Friuli, NE Italy, earthquake sequence from the joint inversion of high-precision levelling and triangulation data*. Geoph. J. Int., **190**, 1279-1294.
- Chiaruttini C. e Zadro M.; 1976: *Horizontal pendulum observations at Trieste*. Boll. Geof. Teor. Appl., **18**, 441-455.
- Colautti D., Finetti I., Nieto D., Pupis C., Russi M., Slejko D. e Suhadolc P., 1976. *Epicenter distribution and analysis of 1976 earthquakes and aftershocks of Friuli*. Boll. Geof. Appl., **18**, 457-548.
- Dal Moro G. e Zadro M.; 1999: *Remarkable tilt-strain anomalies preceding two seismic events in Friuli (NE Italy): their interpretation as precursors*. Earth Plan. Sc. Lett., **170**, 119-129.
- Del Ben A., Finetti I., Rebez A. e Slejko D.; 1991: *Seismicity and seismotectonics at the Alps - Dinarides contact*. Boll. Geof. Teor. Appl., **33**, 155-176.
- Ebblin C.; 1980: *Fault-plane solutions and hypocentral distribution of some 1977 Friuli aftershocks*. Geophys. J. R. Astr. Soc., **62**, 97-112.
- Finetti I., Giorgetti F., Haessler H., Hoang Trong P., Slejko D. e Wittlinger G.; 1976: *Time space epicenter and hypocenter distribution and focal mechanism of 1976 Friuli earthquakes*. Boll. Geof. Teor. Appl., **18**, 637-655.
- Finetti I., Russi M. e Slejko D.; 1979: *The Friuli earthquake (1976-1977)*. Tectonophysics, **53**, 261-272.
- Galadini F., Poli M.E. e Zanferrari A.; 2005: *Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with  $M \geq 6$  in the eastern Southern Alps (Thiene - Udine sector, NE Italy)*. Geophys. J. Int., **161**, 739-762.
- Giorgetti F.; 1976: *Isoseismal map of the May 6, 1976 Friuli earthquake*. Boll. Geof. Teor. Appl., **18**, 707-714.
- Panizza M.; 1977: *Geologia dei depositi superficiali: settore intravallivo*. In: Martinis B. (ed), Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976. C. N. R. P. F. Geodinamica, Milano, pp. 269 - 273.
- Perniola B., Bressan G. e Pondrelli S.; 2004: *Changes in failure stress and stress transfer during the 1976-77 Friuli earthquake sequence*. Geophys. J. Int.; **156**, 297-306.
- Poli M.E. e Zanferrari A.; 2018: *The seismogenic sources of the 1976 Friuli earthquakes: a new seismotectonic model for the Friuli area*. Boll. Geof. Teor. Appl., this issue.
- Poli M.E., Peruzza L., Rebez A., Renner G., Slejko D. e Zanferrari A.; 2002: *New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **43**, 53-78.
- Pondrelli S., Ekström G. e Morelli A.; 2001: *Seismotectonic re-evaluation of the 1976 Friuli, Italy, seismic sequence*. Journal of Seismology, **5**, 73-83.
- Rebez A., Renner G., Sandron D., Tamaro A., Cecic I. e Slejko D.; 2018: *Misunderstood "forecasts"*. Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 481-504, doi: 10.4430/bgta0244.
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B. e Gasperini P. (eds); 2016: *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, doi: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>.
- Santulin M., Rebez A., Ruscetti M., Carulli G.B., Grimaz S., Cucchi F. e Slejko D.; 2018: *The legacy of the 1976 Friuli earthquake*. Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 543-558, doi: 10.4430/bgta0228.

- Slejko D.: 2018: *What science remains of the 1976 Friuli earthquake?* Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 327-350, doi: 10.4430/bgta0224.
- Slejko D., Carulli G.B., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Iliceto V., Semenza E. e Zanolla C.: 1989: *Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review*. Boll. Geof. Teor. Appl., **31**, 109-136.
- Slejko D., Neri G., Orozova I., Renner G. e Wyss M.: 1999: *Stress field in Friuli (NE Italy) from fault plane solutions of activity following the 1976 main shock*. Bull. Seism. Soc. Am., **89**, 1037-1052.
- Slejko D., Riuscetti M. e Cecić I.: 2018: *The 1976 Friuli earthquake: lessons learned*. Boll. Geof. Teor. Appl., **59**, 319-326, doi: 10.4430/bgta0261.
- Slejko D., Riuscetti M. e Cecić I.: 2019: *Il terremoto del 1976 in Friuli: un'introduzione*. Boll. Geof. Teor. Appl., **60**, s3-s8, doi: 10.4430/bgta0288.
- Talamo R., Pampaloni M. e Grassi S.: 1978: *Risultati delle misure di livellazione di alta precisione eseguite dall'Istituto Geografico Militare nelle zone del Friuli interessate dalle recenti attività sismiche*. Boll. Geod. Sc. Aff., **1**, 6-75.
- Zanferrari A., Avigliano R., Monegato G., Paiero, G., Poli M.E. e Stefani C.: 2008: *Geological map and explanatory notes of the Geological Map of Italy at the scale 1:50.000: Sheet 066 "Udine"*. APAT-Servizio Geologico d'Italia – Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 176 pp., <http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html>.
- Zanferrari A., Masetti D., Monegato G. e Poli M.E.: 2013: *Geological map and explanatory notes of the Italian Geological Map at the scale 1:50.000: Sheet 049 "Gemona del Friuli"*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 262 pp., <http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html>.