

S. Porfido⁽¹⁾, **E. Esposito**⁽¹⁾, **G. Tranfaglia**⁽²⁾, **R. Pece**⁽³⁾, **L. Serva**⁽²⁾ e **E. Vittori**⁽²⁾

⁽¹⁾ CNR-IAMC, Napoli

⁽²⁾ APAT, Roma

⁽³⁾ Dipartimento Scienze della Terra, Napoli

EFFETTI GEOMORFOLOGICI INDOTTI NELL'APPENNINO MERIDIONALE DAGLI EVENTI SISMICI DEL 1805, 1930 E 1980

Per una corretta analisi della valutazione dell'hazard sismico di una regione è di fondamentale importanza il riconoscimento, l'analisi ed il censimento degli effetti sismoindotti. Ciò rappresenta un metodo innovativo per la definizione della vulnerabilità del territorio, tenendo conto infatti, degli effetti indotti sull'ambiente dai terremoti storici, come di quelli recenti, si può ipotizzare, una pianificazione degli interventi atti alla mitigazione degli stessi in prospettiva futura.

Strutture tettoniche superficiali attivate in occasione di terremoti con moderata-elevata energia ($M > 5$) possono provocare modificazioni geomorfologiche più o meno permanenti nel paesaggio. I più comuni effetti geomorfologici indotti da un evento sismico possono essere: le fagliezioni superficiali (*primary ruptures, secondary ruptures*), i fenomeni di liquefazione (*sand blows, dykes, sills, lateral spreads, soft-sediment deformation*), i fenomeni franosi (*rock fall, topples, slides, flow, sackung.*), le variazioni idrologiche (*river flow changes, spring flow changes, chemical/ physical changes*) e gli *tsunamis*. Per l'Appennino meridionale è stato intrapreso uno studio sistematico degli effetti indotti sull'ambiente fisico innescati da alcuni tra i più forti terremoti che hanno colpito il Molise, la Campania, la Puglia e la Basilicata: il terremoto del 26 luglio 1805 (Molise I = IX MCS, $M = 6.8$), il terremoto del 23 luglio 1930 (Irpinia I = X, $M = 6.7$) ed il terremoto del 23 novembre 1980 (Campania-Lucania I = X MSK, $M = 6.9$).

Per la ricerca degli effetti geomorfologici indotti dagli eventi sismici è stato adottato un approccio multidisciplinare, che ha visto il coinvolgimento di specifiche competenze geologiche, sismologiche e storiche. Per il terremoto più antico (1805) si è operato attraverso la raccolta e l'analisi critica della bibliografia e del patrimonio documentario esistente, e contestualmente il recupero di nuove fonti, possibilmente originali e coeve all'evento sismico in esame. Per gli eventi sismici del XX secolo (1930 e 1980), ci si è basati soprattutto su una vasta bibliografia a carattere tecnico-scientifico, integrata dall'analisi delle fotoaeree, da nuovi rilevamenti sul terreno, e da testimonianze dirette. (Esposito et al., 1987; Esposito et al., 1998; Blumetti et al., 2002; Porfido et al., 2002)

Sono stati riconosciuti e censiti un elevato numero di fenomeni sismoindotti, soprattutto fenomeni di fratturazioni al suolo, fenomeni franosi e variazioni idrologiche, nonché fenomeni di liquefazione, che hanno permesso di analizzarne la distribuzione degli stessi rispetto alla distanza dalla faglia, e rispetto alle intensità osservate nei vari siti. Sono state individuate relazioni tra intensità, numero di effetti e distanze dall'epicentro, valide per l'Appennino meridionale e confrontate con quelle individuate da Keefer (1984) e Rodriguez et al. (1999) per i maggiori terremoti avvenuti nel mondo (Esposito et al., 1998; Porfido et al., 2002).

Il 26 luglio 1805, un disastroso terremoto colpì il Molise e più marginalmente la Campania, danneggiando oltre 200 località, con un picco di intensità nella località di Frosolone (I = XI MCS), e un numero di vittime superiore a 5000. L'area di maggiore danneggiamento risultò confinata nel bacino di Bojano, tra le province di Isernia e

Campobasso. Nell'ambito dell'area di VIII grado MCS si verificarono gli effetti al suolo più significativi indotti dal terremoto, per lo più fratturazioni al suolo, fenomeni di fagliazione superficiale, frane, variazioni idrologiche, e liquefazioni. Dall'analisi di tutte le fonti raccolte è stato possibile riconoscere, in almeno due località (Guardiaregia e Morcone), estesi fenomeni di fratturazione con dislocazioni verticali fino a 1,5 m, riconducibili probabilmente alla riattivazione di allineamenti di faglia olocenici, che bordano il fianco nordorientale del massiccio del Matese. Sono stati identificati e classificati, inoltre, 26 fenomeni franosi (*Rock falls and topples, rotational slides, earth flows, slump-earth flows*), numerosissimi fenomeni di variazione idrologiche positive e negative (48 variazioni registrate in 30 località) soprattutto a Bojano e nell'area del massiccio del Matese, ed un fenomeno di liquefazione a Cantalupo. In totale sono stati riconosciuti un centinaio di effetti geomorfologici sismoindotti, la maggior parte concentrati nel *near field* (Fig 1), con occorrenze isolate anche nel *far field* fino ad una distanza di 70 km dall'epicentro (Esposito et al., 1987; Michetti et al., 2000).

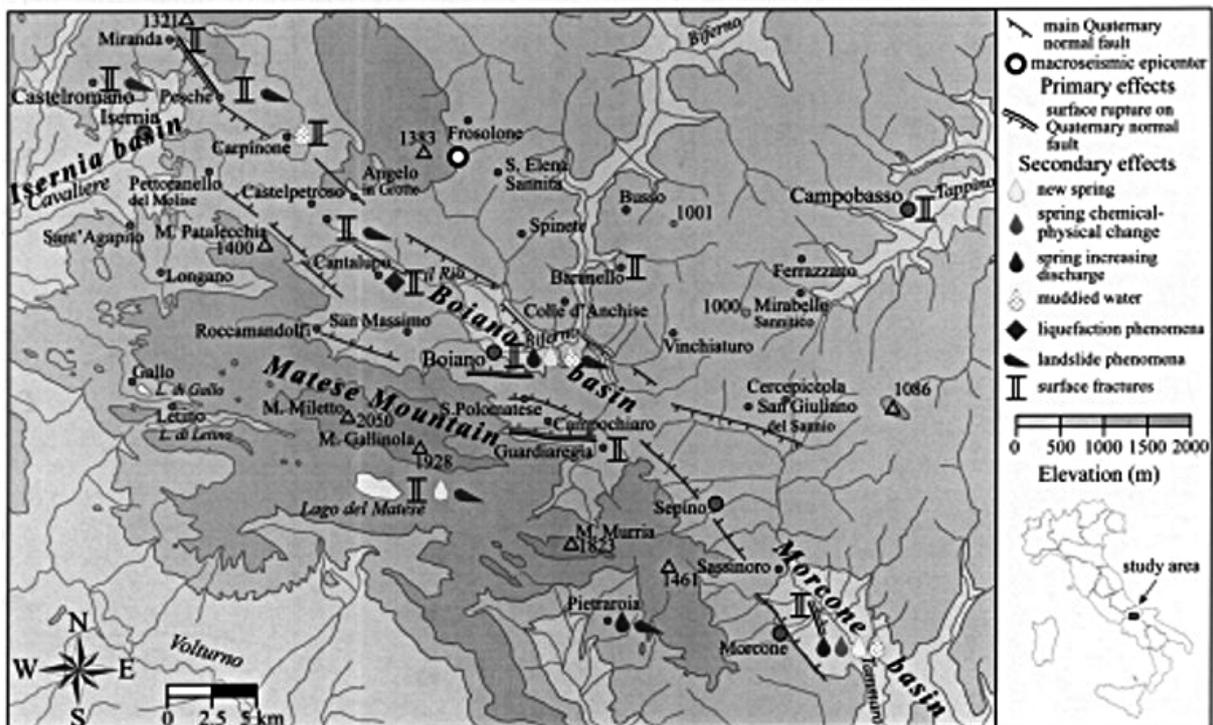


Fig. 1 - Terremoto del 26 luglio 1805: distribuzione degli effetti geomorfologici sismoindotti nell'area epicentrale.

L'evento del 23 luglio 1930 colpì una vasta area compresa tra regioni della Campania, Basilicata e Puglia, il massimo danneggiamento I = X MCS si registrò nelle località di Villanova del Battista Aquilonia, e Scampitella (alta Irpina, Avellino), si contarono 1425 vittime, 10.000 feriti e più di 100.000 senzatetto (Spadea et al., 1985, Dip. Protezione Civile- Servizio Sismico Nazionale, 2002).

Grazie a numerosi e dettagliati contributi tecnico-scientifici dell'epoca (Oddone, 1932; Majo, 1931; Alfano, 1931) è stato possibile riconoscere numerosi effetti primari e secondari. Fenomeni di estese fratturazione superficiali con dislocazioni verticali riconducibili a fagliazione superficiale furono osservati a Flumeri, Villanova del Battista ed Ariano Irpino, con un trend NW-SE, sono state riconosciute e classificate 26 frane (*Rock falls, earth flows, slump-earth flows, others*). Furono, inoltre, osservati

ben 39 fenomeni di variazione idrologica (incremento/decremento di portata nelle sorgenti e nei pozzi, variazione dei parametri chimico fisici delle acque). Importanti variazioni di portata furono osservati non solo nell'area di *near field* come a Vallata e Aquilonia (AV), ma anche a Telesse (BN) e a Caposele (AV) localizzati lontano dall'epicentro, e a distanze ancora maggiori, a 100 km dall'epicentro, furono osservati variazioni nell'attività endogena nei Campi Flegrei (Alfano, 1931; Majo, 1931).

Il terremoto del 23 novembre 1980 colpì 800 località distribuite in una vasta area dell'Appennino meridionale compreso tra la Campania e la Basilicata, il massimo grado di danneggiamento IX-X MSK fu osservato in alcune località comprese nelle province di Avellino, Salerno e Potenza (Castelnuovo di Conza, Pescopagano, Laviano, S. Angelo dei Lombardi), il numero delle vittime ascese a 3000, con numerosi feriti (Postpischl et al., 1985).

Numerose sono state le evidenze di fagliazione superficiale (M. Marzano - M. Ognà, S. Gregorio Magno, Bella, Muro Lucano) riconosciute per una lunghezza totale di circa 45 km (Westaway, 1993; Pantosti et al., 1993; Pantosti e Valensise, 1993; Blumetti et al., 2002), nonché fenomeni di fratturazione concentrati soprattutto nell'area di VIII grado (Carmignani et al., 1981). Dalla revisione di oltre 100 pubblicazioni a carattere tecnico-scientifico è stato possibile classificare e localizzare 199 fenomeni franosi, riconoscendone il tipo e le dimensioni su un'area di 22.000 km², consistenti soprattutto in *rock falls / topples* (47,25 del totale), seguiti da *rotational slides* (20,1%), da *slump-earthflow* (20,1%), qualche caso di *rapid earth flows* (3.5%) e *undefined* (9.1%) (Esposito et al., 1988; Porfido et al., 2002). Sono stati censiti, inoltre, 21 fenomeni di liquefazioni in 16 località. Significative variazioni di portata, nelle sorgenti e nei fiumi, sono state osservate soprattutto nell'alta valle del Sele, e nell'area del massiccio del Matese (Cotecchia et al., 1986; Esposito et al., 2001)

L'esame di tutti gli effetti sismoindotti riconosciuti e classificati ha permesso di evidenziare che gli eventi del 1805, del 1930 e del 1980, comparabili tra loro per magnitudo, sono stati caratterizzati da complessi meccanismi di rottura che hanno coinvolto la riattivazione di più segmenti di faglia in un intervallo temporale molto breve.

Le lunghezze di faglia osservate e/o dedotte (intorno ai 40 km) risultano comparabili con il dataset mondiale per il range di magnitudo $M > 6$, (Wells e Coppersmith, 1994). La distribuzione dei fenomeni franosi è generalmente in buon accordo con il pattern delle isosiste, mostrando una concentrazione degli eventi soprattutto nell'area epicentrale (area di VIII grado), riducendo la densità con la distanza dall'epicentro. Per il terremoto del 1805 la maggior parte delle frane (88.5%) si verificò nell'ambito di una distanza di 30 km dalla faglia, il rimanente si verificò entro gli 80 km dalla stessa, mentre per l'evento del 1930 si è potuto osservare che non si verificarono movimenti di massa ad una distanza di superiore ai 50 km dalla faglia, per il sisma del 1980, invece, il 50% delle frane è avvenuto entro una distanza di 10 km dalla faglia, e l'80% delle stesse entro una distanza di 20-30 km. La distribuzione delle anomalie idrologiche rispetto alla faglia mostra un decadimento quasi lineare di circa il 90% di tali fenomeni nell'ambito dei 40 km per il terremoto del 1805, mentre per il 1980 lo stesso decadimento si verifica intorno ai 130 km. Per il terremoto del 1930, la maggiore concentrazione delle variazioni idrologiche è stata osservata a una distanza compresa tra i 30 ed i 120 km dalla faglia (Esposito et al., 2004 in prep).

Dallo studio comparato dei tre eventi è stato possibile desumere che i movimenti franosi possono essere innescati anche a distanze notevoli dall'epicentro, intorno ai 100 km con Intensità $I < V$ MCS-MSK, che i fenomeni di liquefazione si possono registrare in un raggio di 55 km dall'epicentro con $I = VI$ MCS-MSK. Un discorso a parte meritano le anomalie idrologiche, che si registrano anche a notevoli distanza dalla faglia, fino a 200 km, con intensità $I < 4$, ciò probabilmente perché gli acquiferi risultano particolarmente sensibili alle variazioni di stress associate allo scuotimento sismico.

In conclusione, si può dire che lo studio sistematico dei fenomeni geologici indotti dai forti terremoti fornisce le informazioni basilari per la caratterizzazione dell'hazard sismico delle nostre regioni, permettendo non solo una migliore comprensione e definizione della sorgente sismica, ma anche di individuare quei "paesaggi sismici" utili a costruire gli "scenari" dei terremoti nell'Appennino meridionale.

BIBLIOGRAFIA

- Blumetti A.M., Esposito E., Ferrelli L., Michetti A.M., Porfido S., Serva L., e Vittori E.: 2002, New data on the novembre 23, 1980, M 6.9, Irpinia-Lucania earthquake (Southern Apennine) coseismic surface effects, Spec. Iss. Studi Geol.Camerti, Vol. 2002, 19-27.
- Carmignani L., Cello G., Cerrina Feroni A., Funicello R., Kalin O., Meccheri M., Patacca E., Pertusati P., Plesi G., Salvini F., Scandone P., Tortorici L., e Turco E.: 1981, Analisi del campo di fratturazione superficiale indotto dal terremoto campano-lucano del 23/11/1980, Rend. Soc. Geol. It. 4, 451-465.
- Esposito, E., Gargiulo A., Iaccarino G., e Porfido S.: 1998, Distribuzione dei fenomeni franosi riattivati dai terremoti dell'Appennino meridionale. Censimento delle frane del terremoto del 1980, Proc. Conv. Int. Prevention of Hydrogeological Hazards: The Role of Scientific Research 1, CNR-IRPI, Alba, pp. 409-429.
- Esposito E., Pece R., Porfido S., e Tranfaglia G.: 2001, Hydrological anomalies connected to earthquakes in Southern Apennines (Italy), Natural Hazards and Earth System Sciences, EGS 1, 137-144.
- Porfido S., Esposito E., Vittori E., Tranfaglia G., A.M. Michetti, Blumetti A.M., Ferrelli L., Guerrieri L., e Serva L.: 2002, Areal distribution of ground effects induced by strong earthquakes in the southern Apennines (Italy) Survey in Geophysics, 23: 529-562-
- Postpischl D., Branno A., Esposito E., Ferrari G., Maturano A., Porfido S., Rinaldis V., e Stucchi M.: 1985, The Irpinia earthquake of November 23, 1980, In: Atlas of Isoseismal Maps of Italian Earthquakes, CNR-PFG 114(2B), 152-157.