

Analisi e zonazione della stabilità dei pendii in condizioni sismiche: applicazioni di metodi tradizionali ed avanzati ad un'area di studio

F. Silvestri*, V. Aiello*, A. Barile*, A. Costanzo*, R. Puglia*, T. S. Pescatore†, E. Lo Russo†, F. Pinto†, D. Tornesello†

**Dipartimento di Difesa del Suolo, Università della Calabria
Via P. Bucci - Arcavacata di Rende
87036 - Rende (CS)*

*†Dipartimento di Studi Geologici e Ambientali - Università del Sannio
Via Port'Arsa 11
82100 - Benevento*

SOMMARIO: Il contributo sintetizza le attività di ricerca svolte dall'Università della Calabria e dall'Università del Sannio per il progetto V.I.A., inserito nell'ambito del Programma Quadro 2000-2003 del Gruppo Nazionale Difesa Terremoti.

È illustrata una metodologia di zonazione in condizioni sismiche del rischio di instabilità dei pendii e valutazione del danno indotto ai sistemi infrastrutturali, articolata in quattro livelli, caratterizzati da un dettaglio crescente in termini di definizione della pericolosità sismica, rilievi geologici e caratterizzazione geotecnica.

L'analisi di Livello I è stata sviluppata per l'intera Regione Campania, facendo riferimento a dati storici e a correlazioni empiriche, introducendo un parametro (RHR) per l'espressione quantitativa del Rischio Storico Relativo.

La zonazione di Livello II è stata applicata ad un'area di studio, compresa tra Benevento e Avellino, lungo la SS88 che fiancheggia il fiume Sabato, con numerosi fenomeni franosi direttamente incombenti sulla strada. L'Università del Sannio ha proceduto a rilievi geologici e geomorfologici in scala 1:10000, ed alla raccolta di dati provenienti da indagini in sito e prove di laboratorio eseguite nell'area campione, acquisiti in gran parte dagli UU.TT. degli 11 comuni ricadenti nell'area. I dati sono stati sintetizzati per la redazione di carte dei parametri geotecnici necessari per l'esecuzione di analisi pseudo-statiche, sviluppate su GIS nell'ipotesi di pendio indefinito, considerandone i valori medi e le variazioni statistiche. Il danno atteso nella simulazione di scenari sismici di riferimento è stato espresso mediante correlazioni empiriche tra parametri sintetici del moto, accelerazioni critiche e spostamenti attesi.

E' stato infine considerato il sito più significativo dell'area di studio, la frana di Masseria Botticelli, che è stata oggetto di indagini geologiche e geotecniche, finalizzate ad analisi di Livello III; queste sono state condotte introducendo un approccio semi-probabilistico per la valutazione del danno. Le analisi con metodi dinamici semplificati hanno consentito di valutare l'attendibilità delle correlazioni empiriche per la previsione degli spostamenti indotti da diversi accelerogrammi di riferimento.

1. Introduzione

Le metodologie per l'analisi e la zonazione del rischio di frana indotta e/o riattivata da sisma vengono generalmente classificate in livelli corrispondenti a gradi di dettaglio crescente, in termini di: definizione dell'azione sismica, accuratezza dei rilievi geologici e della caratterizzazione geotecnica, complessità dell'analisi di stabilità del pendio, e significato ingegneristico dei parametri rappresentativi degli effetti dell'azione sismica sugli elementi esposti al rischio (cfr. p.es. ISSMGE, 1999; AFPS, 1995).

Nell'approccio originariamente proposto da Silvestri *et al.* (2004), vengono individuati i quattro livelli sinteticamente delineati descritti nella Tabella 1, e già diffusamente illustrati in lavori precedenti degli stessi Autori (Aiello *et al.*, 2004a-b; Puglia, 2004).

<i>Livello</i>	Azione sismica	Metodo di analisi	Parametri rappresentativi	Scala
<i>I</i>	M (magnitudo)	Empirico-storica	Rischio storico relativo	1:100.000 1:50.000
<i>II</i>	a_{max} (accelerazione massima)	Pseudo-statica Correlazioni empiriche	Coefficiente di sicurezza Spostamenti	1:25.000 1:10.000
<i>III</i>	$a_h(t)$ (accelerogramma hz)	Dinamica semplificata	Spostamenti	1:5.000 1:2.000
<i>IV</i>	$a_h(t), a_v(t)$ (accelerogramma hz + vert.)	Dinamica avanzata	Tensioni/ Deformazioni	1:1000 1:500

Tabella 1. Livelli di analisi del rischio di frana in zona sismica.

A tale criterio ci si è ispirati nel corso dell'attività di ricerca, effettuata dagli Autori dal 2000 ad oggi, nell'ambito del progetto V.I.A. (Riduzione della Vulnerabilità sismica dei sistemi Infrastrutturali e dell'Ambiente fisico), finanziato dal Dipartimento di Protezione Civile tramite il Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (Calvi *et al.*, 2004). Obiettivo generale del Progetto è stata la messa a punto di metodi avanzati per la valutazione del danno atteso da ambiente fisico ed infrastrutture (viarie, elettriche, idrauliche, industriali), per effetto di terremoti di forte energia, con pericolosità sismica caratterizzabile sia in termini deterministici che probabilistici.

L'attività metodologica sviluppata nell'intero progetto è stata applicata ad un'area-campione situata tra l'Irpinia e il Sannio, in una zona prescelta per la diffusa presenza di infrastrutture viarie, reti elettriche ed impianti industriali, nonché per le approfondite conoscenze sulla sismicità regionale. Nella stessa zona erano peraltro noti gli studi di franosità condotti dall'Autorità di Bacino Nazionale Liri-Garigliano-Volturno.

In questo lavoro si riassumono i risultati più significativi raccolti in merito:

- alla zonazione di Livello I, con riferimento alla Regione Campania (§ 2);
- alla zonazione di Livello II, sviluppata nella zona maggiormente esposta al rischio di frana nell'ambito dell'area-campione del progetto V.I.A. (§ 3);
- alle analisi di Livello III, condotte per il più rappresentativo dei fenomeni franosi individuati all'interno della zona suddetta (§ 4).

2. Zonazione di Livello I

In linea generale, una metodologia di zonazione sismica di Livello I è indirizzata ad ottenere una valutazione preliminare dello stato di rischio a scala regionale, basata sull'uso di dati storici di danneggiamento, interpretabili con correlazioni empiriche riferite a diverse tipologie di meccanismi deformativi (ISSMGE, 1999).

Dal punto di vista cinematico, una frana provocata o riattivata da un terremoto può essere classificata in una delle tre categorie proposte da Keefer (1984) in funzione del grado di frammentazione e della velocità della massa instabile. Per fissare un criterio di corrispondenza con la tradizionale classificazione cinematica di Varnes (1978), le categorie di Keefer sono approssimativamente riconducibili (Puglia, 2004) ai meccanismi tipici di crollo o ribaltamento (categoria I), scorrimento (categoria II) e colata fluida (categoria III).

In base alla sintesi di numerosi casi di studio, relativi a fenomeni di instabilità prodotti da eventi sismici per lo più nel territorio degli Stati Uniti, Keefer & Wilson (1989) hanno ricavato, per ogni categoria, correlazioni empiriche tra la magnitudo del terremoto e distanza dalla sorgente del fenomeno di dissesto attivato. Le curve di limite superiore di tali correlazioni permettono di perimetrare l'area entro cui può verificarsi un fenomeno franoso indotto da un evento sismico, di cui vengano fissate magnitudo e posizione della sorgente. In tal senso possono rappresentare un utile strumento per studi di zonazione di Livello I, previa opportuna verifica di attendibilità sulla base della specifica esperienza locale.

In questo studio, è stata effettuata una valutazione preliminare della credibilità di queste correlazioni su scala regionale e nazionale, assumendo come *database* storico di riferimento il catalogo C.E.D.I.T. (Romeo & Delfino, 1997) del Servizio Sismico Nazionale (SSN). Esso contiene numerose informazioni su diverse tipologie di effetti deformativi prodotti sull'ambiente fisico¹, ad opera dei terremoti, avvenuti in Italia nell'ultimo millennio, con intensità epicentrale nominale maggiore del grado VIII della scala MCS. Da questo catalogo sono state estratte i casi di fenomeni franosi storicamente censiti sull'intero territorio nazionale, attribuendoli, in base alla

¹ Oltre ai fenomeni franosi, nel C.E.D.I.T. sono catalogati anche i casi di liquefazione, fratture e fagliazione superficiale, e variazioni topografiche attribuibili a fenomeni di subsidenza.

descrizione del meccanismo, a ciascuna delle tre categorie di Keefer (Belfiore & Mennonna, 2001; Puglia, 2004).

In Figura 1 sono riportate le curve limite proposte da Keefer & Wilson (1989), che esprimono la distanza dall'epicentro d in funzione della magnitudo delle onde di superficie² M_S , per ognuna delle tre categorie di meccanismo considerate dagli autori; le curve sono confrontate con i punti rappresentativi dei fenomeni di dissesto³ censiti nell'intero territorio nazionale e nella sola regione Campania.

L'analisi dei dati evidenzia la maggiore incidenza e significatività statistica dei meccanismi di categoria I (crolli e ribaltamenti) e II (scorrimenti), mentre sono numericamente molto limitati i fenomeni di colata fluida e le espansioni laterali (categoria III).

Il confronto dei dati storici nazionali con le curve limite mostra che queste sono moderatamente cautelative, soprattutto per magnitudo elevate, mentre potrebbero essere opportunamente ritoccate per quelle minime; in tal senso, le curve tratteggiate in Figura 1a,b rappresentano un unico involucro valido per i fenomeni di categoria I e II. Con riferimento ai dati storici relativi alla regione Campania, le correlazioni di Keefer & Wilson si dimostrano invece adeguate; sono state pertanto utilizzate per la zonazione di Livello I, con la procedura riassunta qui di seguito:

- il territorio campano è stato suddiviso in una griglia composta di m celle (*pixel*) estese 200x200 m²;
- sono stati considerati tutti gli n ($n=39$) eventi storici con magnitudo $M_S > 5$ ed epicentro ricadente nelle aree sismogenetiche contrassegnate con 925, 927, 928 secondo la zonazione ufficiale ZS9 dell'INGV (Gruppo di Lavoro, 2004);
- ad ogni accoppiamento tra la cella i ed l'evento j , è stato assegnato un indicatore c_{ij} con valore 1 se la distanza epicentro-cella d_{ij} è risultata minore di quella critica d_{KW} , corrispondente alla curva limite relativa alla categoria considerata;
- per ogni cella, il grado di 'rischio storico relativo' è stato quantificato attraverso il parametro RHR (*Relative Historic Risk*) appresso definito, e variabile tra 0 e 1:

$$RHR_i(\%) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n c_{ij} \quad (1)$$

² Si tratta della definizione di magnitudo considerata più significativa per i fenomeni deformativi dell'ambiente fisico.

³ I valori di M_S e le localizzazioni degli epicentri degli eventi sismici innescanti i fenomeni riportati dal C.E.D.I.T. sono stati assegnati in base alle più aggiornate indicazioni del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (2004).

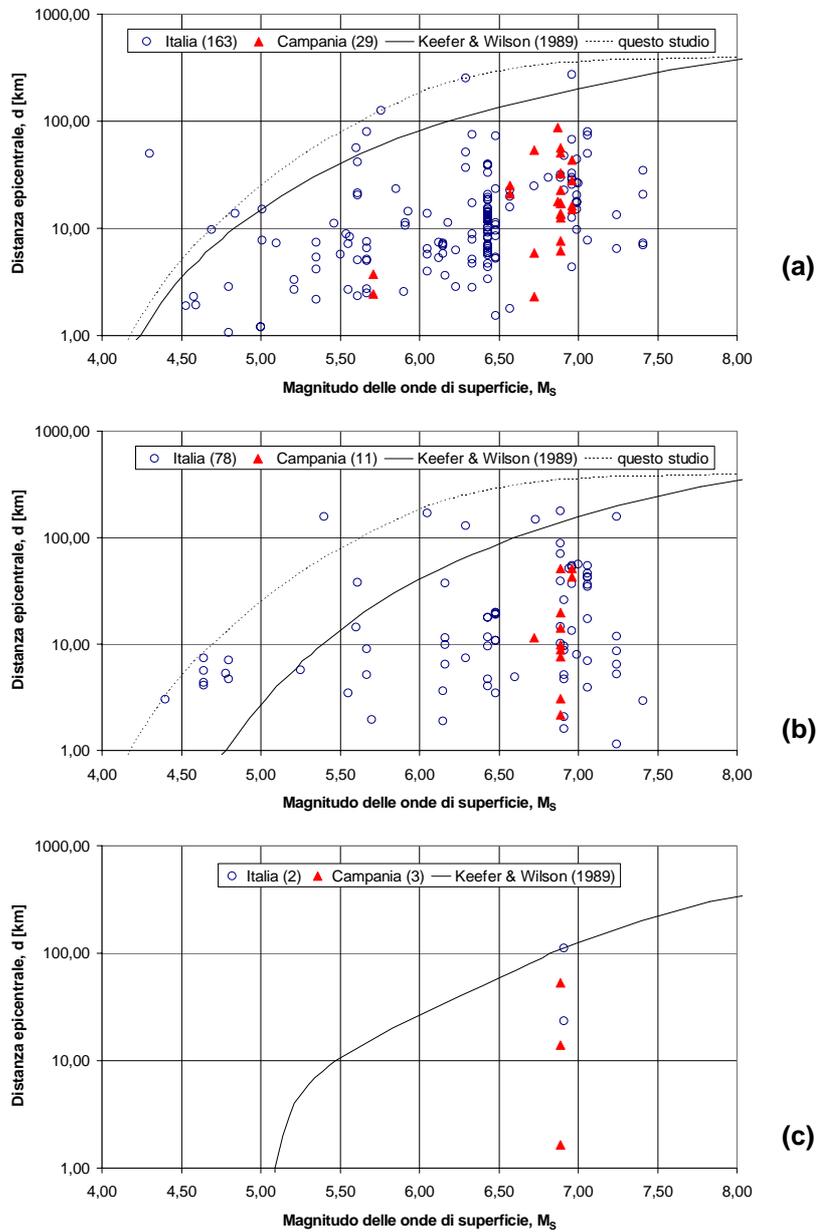


Figura 1. Verifica delle correlazioni di Keefer & Wilson (1989) su dati storici nazionali e regionali per frane di categoria I (a) II (b) e III (c).

La procedura è stata sviluppata mediante sistema informativo territoriale (*Arcview 3.2*), il che ha consentito di calcolare i valori medi di *RHR* all'interno di ogni territorio comunale, generando così carte di zonazione di Livello I della regione Campania. La Figura 2 mostra le mappe di *RHR*, relative ai meccanismi di categoria I e II, confrontate con zone sismogenetiche considerate e le ubicazioni delle frane catalogate del C.E.D.I.T..

Dall'analisi delle carte si può notare che, in base all'analisi storico-empirica, gran parte dei comuni della Campania sono caratterizzati da *RHR* > 50% per la categoria I, e quindi con grado di rischio piuttosto elevato nei confronti di fenomeni di instabilità con grado di frammentazione e velocità elevate. I valori di *RHR* relativi ai fenomeni più lenti e con scarsa disgregazione della massa in frana (categoria II) sono meno elevati, ma comunque significativi in corrispondenza dell'intera zona appenninica.

Si osservi inoltre che i siti delle frane storiche ricadono quasi tutti all'interno delle aree dove *RHR* supera il 40%, ma non necessariamente dove tale parametro raggiunge i suoi valori massimi. Questo è giustificabile dal notevole empirismo del metodo, che trascura fattori fondamentali, quali soprattutto la geologia e la geomorfologia locale.

In definitiva, la procedura si può considerare utilizzabile per una analisi preliminare del grado di rischio su scala regionale, evidenziando in forma immediata, come in questa prima applicazione, le aree in cui esso assume i valori più elevati.

3. Zonazione di Livello II

Seguendo ancora la classificazione proposta, in Tabella 2 sono state schematicamente riassunte le esperienze di zonazione sismica di instabilità dei pendii più significative tra quelle pubblicate in letteratura ed ascrivibili al Livello II.

Nel complesso, gli approcci comuni o comunque più ricorrenti in questi studi sono:

- pericolosità sismica locale definita mediante scenari deterministici (massimo terremoto storico o eventi sismici recenti), ed espressa in termini di accelerazione massima al suolo, a volte includendo gli eventuali effetti dell'amplificazione locale;
- valutazione del rischio di instabilità ottenuta da analisi pseudo-statiche con metodi dell'equilibrio limite, quasi sempre in ipotesi di pendio indefinito, per la semplicità di implementazione su GIS mediante gestione di un limitato numero di informazioni in termini di pericolosità sismica, dati topografici e proprietà geotecniche;

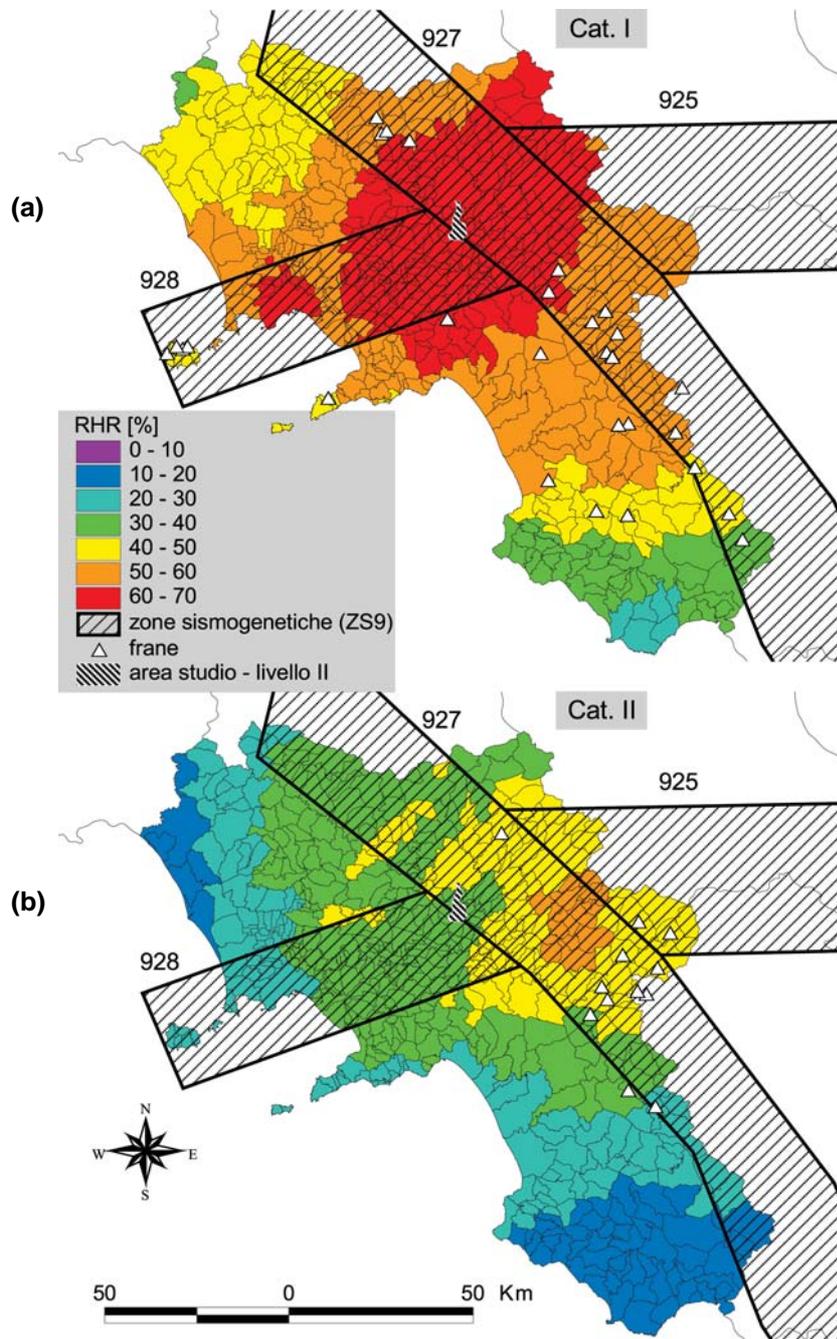


Figura 2. Mappe di zonazione di Livello I dei comuni della regione Campania: (a) categoria I, (b) categoria II.

- proprietà geotecniche assunte in base a cartografia geologica 1:10.000 ÷ 1:50.000, con parametri assegnati uniformi per ogni formazione geologica cartografata;
- condizioni di falda parimenti uniformi, e corrispondenti a situazioni "estreme" (falda ovunque assente, oppure ovunque affiorante al piano di campagna);
- carte del danno atteso⁴ basate sull'uso del modello di Newmark o di correlazioni tra spostamenti e parametri sintetici del moto sismico (p.es. accelerazione di picco o intensità di Arias) da esso derivate.

In questo studio è stata adottata una metodologia sostanzialmente in linea con gli studi precedenti, con l'intento però di superarne alcune limitazioni, raffinando gli studi geologici e geomorfologici (§ 3.1-3.2), approfondendo nel dettaglio la caratterizzazione geotecnica (§ 3.3), generalizzando la simulazione di scenari di pericolosità (§ 3.4) e la valutazione della vulnerabilità (§ 3.5), ed infine introducendo elementi innovativi nella previsione del danno atteso sull'ambiente fisico e sulle infrastrutture (§ 3.6-3.7).

La metodologia è stata applicata ad un'area con estensione di circa 80 km², a ridosso del fiume Sabato e compresa tra le città di Benevento e Altavilla Irpinia, considerata quella maggiormente esposta al rischio nell'ambito dell'intera zona d'interesse del progetto V.I.A..

Lungo la valle del Sabato, si sviluppano in parte la SS88 (o "dei Due Principati") e la linea ferroviaria Napoli - Benevento, entrambe con lunghezza complessiva di circa 12 km. La strada statale rappresenta un'importante asse nell'intera rete di trasporto locale, in quanto connette undici piccoli centri abitati, ed in prossimità di esse sono localizzate numerose attività agricole e industriali (Lieto & Melella, 2004).

In Figura 3 è riportato il modello digitale del terreno (TIN, cioè *Triangulated Irregular Network*) dell'area in esame, ottenuto tramite digitalizzazione delle curve di livello ricavate da ortofoto in scala 1:10.000, con la rappresentazione delle linee di trasporto e delle frane censite (classificate per cinematiso e stato di attività), che in alcuni casi interessano direttamente la strada statale SS88 e la ferrovia. Il TIN, definito con una risoluzione altimetrica di 10 m, ha costituito la base topografica di riferimento per il sistema informativo GIS, messo a punto per la zonazione di Livello II dell'area (Puglia, 2004).

⁴ Il danno atteso può considerarsi rappresentativo del rischio nell'ipotesi di poter assumere il "fattore esposizione" uniforme nell'area di studio.

	Andrighetto (1994)	Luzi & Pergalani (1996)	Miles & Ho (1999)	Khazai & Sitar (2000)	Luzi & Pergalani (2001)	Havenith (2002)	Biondi <i>et al.</i> (2004)
Scala cartografica	1:5.000-1:50.000	1:25.000-1:50.000	1:50.000	1:25.000-1:100.000	territoriale	regionale	1:10.000
Cella elementare	20x20, 40x120 m	30x30 m	dimensioni non specificate	dimensioni non specificate	10x10 m	100x100 m	40x40 m
Scenari di pericolosità sismica	$a_{max} = f(M, d)$ calcolata con relazioni empiriche; a_{max} calcolata con metodi probabilistici e storico statistici.	$a(t)$ registrati, non vengono utilizzate leggi di attenuazione	$a(t)$ simulati con l'algoritmo di Boore; I_a calcolata con relazioni empiriche e con l'espressione rigorosa.	$a_{max} = f(M, d)$	I_a e P_d registrati; non vengono utilizzate leggi di attenuazione	I_a calcolata per mezzo di relazioni empiriche e metodi probabilistici	$a_{max} = f(M, d)$
Profondità delle superfici di scorrimento	Stimate in base a dissesti preesistenti	Stimate in base a considerazioni non precisate	Stimate in base a considerazioni non precisate	$h = f(\beta)$	Stimate in base ad indagini geotecniche	$h = 10$ m Stimata in base a dissesti preesistenti	Stimate in base a considerazioni non precisate
Condizioni di falda	Terreno asciutto o saturo	Terreno asciutto o saturo	Terreno asciutto o saturo	Terreno asciutto o saturo	Stimate in base ad indagini geotecniche	$z_w = 5$ m	Stimate in base a considerazioni non precisate
Spostamenti	-	Analisi Newmark	Analisi Newmark $D = f(a_c, I_a)$.	$D = f(a_c, a_{max})$	$D = f(a_c, I_a)$ $D = f(a_c, P_d)$	$D = f(a_c, I_a)$	$D = f(a_c, a_{max})$
Note	-	[1]	[2]	-	[3]	[4]	[5]

[1]	Oltre al modello di pendio indefinito, è proposto l' <i>Ordinary Slices Method</i> (OSM), in cui ogni cella elementare è considerata dipendente anche dal comportamento delle celle adiacenti mediante introduzione di alcuni filtri.
[2]	Programma di calcolo degli spostamenti con il metodo di Newmark collegato al GIS.
[3]	P_d = potenziale distruttivo del terremoto, definito pari a I_a/v_0 (dove v_0 è il numero di passaggi dello zero del segnale nell'unità di tempo).
[4]	Per il calcolo dell'intensità di Arias I_a tiene conto anche dei coefficienti di amplificazione S .
[5]	E' stato tenuto conto delle sovrappressioni indotte dal sisma, assumendo valori del coefficiente di pressione interstiziale $r_u = 0$ e $r_u = 0.5$.

Tabella 2. Sintesi dei principali studi di letteratura con esempi di zonazione di Livello II del rischio di frana in zona sismica.

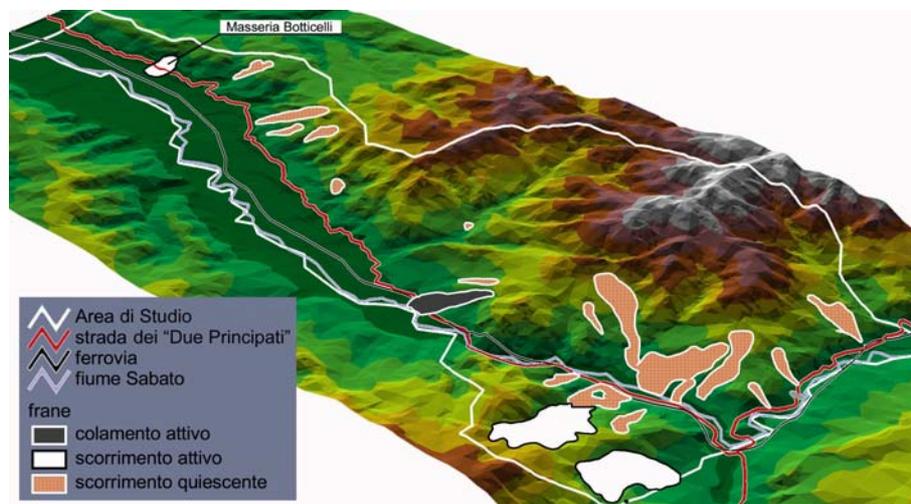


Figura 3. Modello digitale del terreno dell'area di studio per le analisi di Livello II.

3.1. Il quadro geologico dell'area di studio

Le attività di studio eseguite dall'Unità Geologica dell'Università del Sannio hanno interessato il settore collinare della destra orografica del Fiume Sabato nel tratto compreso tra lo Stretto di Barba e la località Fontanelle, alle porte della città di Benevento.

In quest'area è stato eseguito un rilevamento geologico sul campo alla scala 1:10.000, accompagnato dallo studio della cartografia esistente e dall'analisi di foto aeree ed ortofotocarte. E' stato possibile, quindi, dettagliare la natura e l'estensione delle diverse unità litostratigrafiche in affioramento, in confronto con quanto conosciuto alla scala dell'intera area della valle del Fiume Sabato e della depressione di Benevento.

In corrispondenza dei rilievi collinari dell'area di Benevento, affiorano unità litostratigrafiche appartenenti a due domini di sedimentazione: un primo dominio è marino di età meso-cenozoica e cenozoica, un secondo è continentale di età plio-pleistocene ed Attuale. Nell'ambito delle unità appartenenti al dominio di sedimentazione marino, affiorano successioni riferibili ad ambienti di sedimentazione di mare profondo, sviluppate entro bacini di sedimentazione controllati dalla tettonica tensile pre-orogenetica. I tipi di terreni sono confrontabili con i depositi attuali di aree pelagiche ove prevalgono sedimenti a grana molto fine (argille e fanghi) intercalati a depositi terrigeni di tipo torbiditico di diversa

composizione e granulometria. Si tratta di successioni multistratificate di litotipi di differente composizione mineralogica e diverso spessore la cui estensione laterale degli strati è chilometrica. Le successioni sono riferite al Bacino Lagonegrese-molisano (Figura 4) nell'accezione di Pescatore & Tramutoli (1980); esse si trovano attualmente deformate ed imballate entro la catena sud-appenninica come unità tettoniche esterne denominate Unità del Sannio ed Unità del Fortore (Pescatore *et al.*, 1996b; Pescatore *et al.*, 2000).

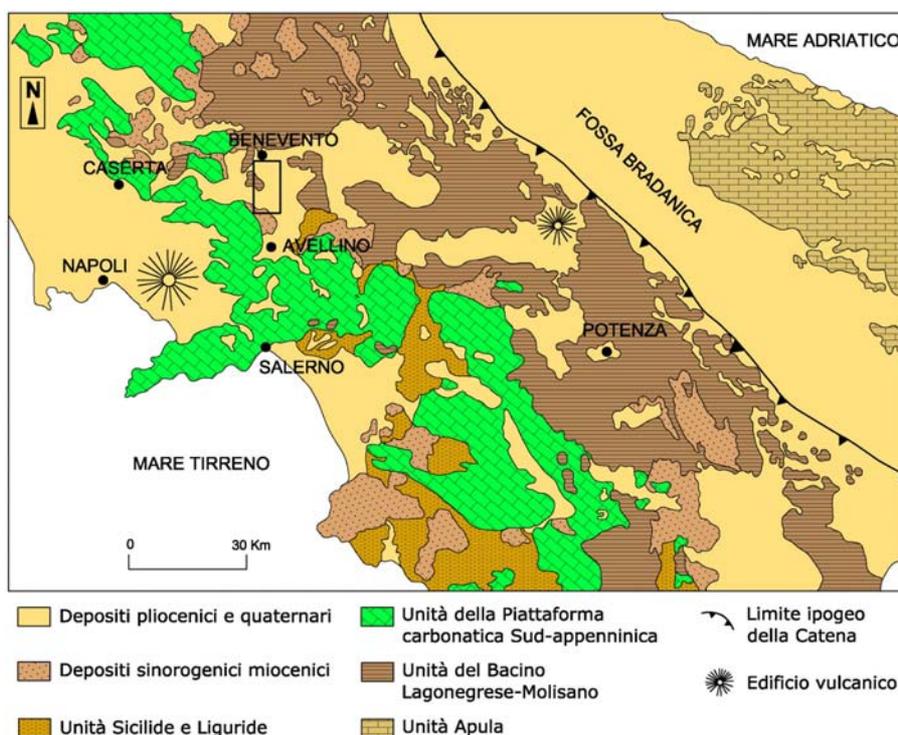


Figura 4. Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale.

Sui citati terreni multistratificati, deformati, sradicati e tettonicamente affastellati verso gli attuali quadranti adriatici, sono presenti successioni silico-clastiche di bacini di avanfossa *s.l.* miocenica e pliocenica. Si tratta delle successioni di età messiniana e pliocenica, rispettivamente individuate in letteratura con i termini di Unità di Altavilla (Ippolito *et al.*, 1973; De Castro Coppa *et al.*, 1969 Pescatore *et al.*, 1996a) ed Unità di Ariano (D'Argenio *et al.*, 1975). I terreni appartenenti a tali unità si sono originati in depocentri di sedimentazione sviluppati sulle coltri alloctone (bacini di intracatena/*wedge top*). Lo sviluppo e l'evoluzione di queste unità deposizionali sono stati quindi controllati dalla tettonica compressiva, come

avviene per alcuni depocentri nelle attuali aree marine dei settori frontali delle catene; un esempio è riconosciuto sul versante subacqueo calabro nel Golfo di Taranto (Senatore *et al.*, 1988).

I terreni dell'Unità di Altavilla sono costituiti da depositi silicoclastici torbiditici in cui si rinvengono anche depositi evaporitici. Nella parte alta di questa successione si passa a depositi grossolani conglomeratici più o meno cementati mal stratificati, quali i Conglomerati (MC) con buona esposizione in corrispondenza dello Stretto di Barba; questi verso W (Vallone del Torrente Branete) e verso N (verso Benevento) sono eteropici a depositi più fini dell'unità delle Argille sabbiose ed argille (MSA).

Ciampo *et al.* (1986), lungo il vallone del Torrente Branete, al limite meridionale dell'area di studio, riconoscono una *facies* lago-mare del Messiniano superiore, caratterizzata nella parte medio-bassa da arenarie e conglomerati; poi, verso l'alto, i conglomerati diventano sempre più rari e si alternano a sabbie con intercalazioni di straterelli argilloso-siltosi grigi e nerastri, che divengono più frequenti e di maggior spessore nella parte alta. A questa successione può essere preventivamente associata la successione dello Stretto di Barba.

Chiocchini & Chiocchini (1996) inquadrano tale successione in una nuova unità denominata Tufo-Altavilla, costituita da quattro membri. Alla base, in discontinuità ed in discordanza sui depositi evaporitici, poggia il primo membro arenaceo, con *facies* di battigia e spiaggia sommersa, che passa verso l'alto a due membri eteropici, di cui uno (membro conglomeratico), studiato in dettaglio lungo lo Stretto di Barba, è stato attribuito ad una conoide alluvionale, e l'altro (membro pelitico-arenaceo), è affiorante lungo il vallone del Torrente Branete (corrisponde alla *facies* lago-mare di Ciampo *et al.*, 1986). Con il quarto, il membro arenaceo, di ambiente costiero, terminerebbe l'unità Tufo-Altavilla.

Sull'insieme delle successioni finora menzionate poggiano, in rapporto stratigrafico trasgressivo discordante, i terreni silico-clastici dell'Unità di Ariano Irpino. Essi corrispondono ad un nuovo bacino di sedimentazione, che si genera a partire dalle fasi tettoniche infra-messiniane e del Pliocene inferiore. I depositi dell'Unità di Ariano sono stati inquadrati in diverse unità sintemiche e pertanto costituiscono insieme il Supersistema di Ariano Irpino (Di Nocera *et al.*, 2005, sottoposto alla stampa). Le unità sintemiche sono corpi deposizionali limitate da superfici erosivo-deposizionali corrispondenti a significativi cambiamenti della fisiografia dei depocentri di sedimentazione in conseguenza degli effetti della tettonica compressiva. Tali depositi affiorano più estesamente nell'area di interesse, lungo la valle del Sabato e soprattutto in sinistra (zona compresa tra Ceppaloni ed Arpaiese), in corrispondenza dell'abitato di Benevento, e lungo la SS88 alle quote inferiori rispetto a quelle ove è ubicato l'Ospedale Civile. I depositi si compongono prevalentemente di argille ed argille siltose.

A partire dagli affioramenti del settore del vallone del Torrente Branete, avvicinandosi al centro urbano di Benevento, le *litofacies* prevalentemente conglomeratiche passano gradualmente a depositi più fini, argillosi, argilloso-siltosi

con intercalazioni di sabbie. Questi sono stati rappresentati con la seguente denominazione: Conglomerati (PC), Sabbie e arenarie (PSS) e Argille, argilliti, marne (PCM); i siti di Monterocchetta di S. Angelo a Cupolo (a S di Benevento) e della Gran Potenza (a W di Benevento) hanno permesso di attribuire tali depositi al Pliocene medio.

Il rilevamento geologico alla scala di dettaglio ha evidenziato un *fabric* mesoscopico della deformazione compressiva del tipo fragile (clivaggio di fratturazione e diaclasi sistematiche e non). Alla scala ettometrica, le geometrie della deformazione compressiva, sono di tipo plicativo in associazione a taglio semplice, a causa della presenza di intervalli stratigrafici argillosi a volte molto potenti. La fitta rete di piani meccanici presenti nelle successioni multistratificate del substrato meso-cenozoico dell'Unità del Sannio e del Fortore, in aggiunta alle discontinuità primarie (giunti di stratificazione), caratterizza corpi rocciosi molto discontinui, ed ai fini idrogeologici, una porosità secondaria dell'ammasso roccioso molto sviluppata solo in corrispondenza degli intervalli litostratigrafici litoidi. Il forte contrasto di permeabilità che si determina al contatto con gli intervalli pelitici favorisce da un lato l'instaurarsi di falde acquifere di livello negli ambiti litoidi e la concentrazione di pressioni interstiziali in quelli argillosi e argilloso-siltosi.

La discontinuità degli ammassi rocciosi e gli intervalli prevalentemente pelitici determinano un comportamento medio del tipo plastico ai fini della morfodinamica dei versanti, che a medio e lungo termine esprime instabilità anche in condizioni statiche. Questi elementi intrinseci sono alcuni dei fattori predisponenti la franosità che caratterizzano il dissesto della località di Campo del Pero tra i km 55 e 56 della SS88.

Depositi di ambiente continentale, sviluppati in conseguenza della emersione isostatica dell'intera regione, si trovano distribuiti soprattutto entro i settori vallivi. Quest'ultimi sono relativi ad un'ampia unità morfostrutturale depressiva, estesa da Pietrelcina (BN) all'area di Tufo (AV). Tale morfostruttura è composta da gradoni via via più depressi nella direzione sud-occidentale. In corrispondenza di ogni gradone è sviluppata una superficie relitta peneplanata e tra un gradone e l'altro è presente una scarpata con orientazione NW-SE conformemente alla orientazione delle tracce delle principali faglie del Pleistocene medio che hanno determinato estensione prevalente nella direzione NE-SW (Cello *et al.*, 1982; Patacca *et al.*, 1992; Corrado *et al.*, 1997). Questo andamento delle morfostrutture sembra tagliare le tracce di lineamenti orientati grosso modo NS, quali quelle che insistono in corrispondenza dell'asta fluviale del Fiume Sabato.

Le relazioni tra tali tracce dei lineamenti tettonici della strutturazione pleistocenica non sono al momento suffragate da indicatori stratigrafici (depositi che datano fasi attività di fagliamento) nell'area. Al momento è plausibile far corrispondere la relazione dei lineamenti tettonici a quelle prospettate per l'intero Appennino meridionale, ed in particolare per i settori prossimi ai rilievi carbonatici del Matese. In questi settori l'evoluzione tettono-sedimentaria registra nel plio-

pleistocene una attiva tettonica compressiva Nord-est vergente, alla quale corrispondono, in ampi settori della catena e dell'avanfossa, le faglie trascorrenti WSW-ENE ed W-E sinistre e N-S destre (Corrado *et al.*, 1997; Ferranti 1997). Supponendo che la valle del Fiume Sabato abbia un carattere prevalentemente strutturale, essa potrebbe essere originata da questa fase compressiva Plio-pleistocenica.

Con il Pleistocene medio la regione viene sottoposta agli effetti dell'eustatismo e si disarticola secondo faglie normali ad orientazione NW-SE, che tagliano le precedenti disgiunzioni e le relative forme del rilievo. A questi lineamenti corrispondono i limiti della distribuzione dei sedimenti alluvionali settentrionali del Fiume Calore poco a NE dell'abitato di Benevento, e le dissezioni di tutto il rilievo che raccorda l'abitato della città e la zona di Sant'Angelo a Cupolo.

Studi di comparazione del campo di *stress* nel Pleistocene medio e le risposte dei campi di *stress* derivate dall'analisi dei meccanismi focali dei recenti terremoti nella regione meridionale del Molise, alla quale si lega la zona in studio, evidenziano che i lineamenti ad orientazione NW-SE sono i più recenti alla scala regionale (Federici *et al.*, 1992; Speranza *et al.*, 1998; Montone *et al.*, 1999), così come gli studi archeosismici della Piana di Boiano (Galli *et al.*, 2003). Si ritiene, inoltre, che gli stessi lineamenti plio-pleistocenici e del Pleistocene medio possano aver successivamente funzionato da un punto di vista cinematico in modo diverso, favorendo lo sviluppo di dislivelli topografici e rigetti geologici, a partire dalla deposizione dei conglomerati rissiani di Benevento (Pescatore *et al.*, 1996a).

In questo quadro recente della evoluzione dell'area, l'asta del Fiume Sabato ha trovato una condizione strutturale ulteriormente favorevole al suo sviluppo rettilineo. Il versante in destra orografica avrebbe di conseguenza conosciuto fasi di ringiovanimento, grazie al funzionamento di una faglia normale con traccia decorrente N-S, che avrebbe modificato i dislivelli tra la piana alluvionale del Fiume Sabato antico e i corpi detritici attualmente posti sui versanti in sospensione (depositi OAF tra il km 58 e il km 56) ed ancora favorito lo sviluppo altrettanto recente delle frane.

3.2. Caratterizzazione geologica delle aree instabili

Nel complesso, sono state individuate 8 differenti unità litostratigrafiche quaternarie che mascherano 8 unità del substrato (cfr. Tabella 3). Per ciascuna delle unità, in mancanza di dati piezometrici oggettivi, è stata ipotizzato il possibile campo di variazione della profondità della superficie piezometrica z_w in base ai caratteri litologici ed ai rapporti stratigrafici prevalenti in ciascuna formazione.

L'inquadramento geologico generale delle successioni esposte ed il loro assetto strutturale (geometrico) nell'area di interesse sono di fondamentale importanza ai fini della individuazione delle variazioni litostratigrafiche e dei limiti dei corpi

geologici costituenti l'ossatura dei versante potenzialmente vocate alla franosità, in quanto la conoscenza della evoluzione tettono-sedimentaria dei depocentri di sedimentazione, ai quali le successioni si riferiscono, consente di esprimere più corrette valutazioni sulla continuità laterale e verticale dei livelli stratigrafici a comportamento meccanico scadente.

Le successioni di bacino meso-cenozoiche (Unità del Sannio e Unità del Fortore) sono caratterizzate da alternanze di depositi che si estendono lateralmente per molti chilometri e che le soluzioni di continuità in campagna sono individuate dai soli piani meccanici di natura tettonica.

Denominazione ed età	Litotipi prevalenti	z_w (m)
Depositi recenti (Olocene, Pleistocene medio-sup.)	as: depositi antropogenici	0.5-5
	ecd: depositi eluvio-colluviali	0.5-5
	dec: detriti e colluvioni	0.5-5
	RAF: conoidi alluvionali recenti	0.5-5
	OAF: conoidi alluvionali antiche	0.5-5
	b3: depositi alluvionali recenti	0-3
	b2: depositi alluvionali terrazzati	0.5-5
Unità di Ariano (Pliocene)	t: tufi vulcanici	>10
	PC, PCA: conglomerati	>10
	PSS: sabbie, arenarie	0-10
Unità di Altavilla (Pliocene inf., Miocene sup.)	PCM: argille, argilliti, marne	0-5
	MSA: argilla sabbiosa, argille	0-10
Unità del Sannio (Meso-Cenozoico)	MC: conglomerati	>10
	UFRc: calcareniti, calciruditi, marne	>10
Unità del Fortore (Meso-Cenozoico)	AVF: argille varicolori, marne, arenarie	0-3

Tabella 3. *Principali unità litostratigrafiche.*

Allo stesso modo le successioni silicoclastiche (Unità di Altavilla) di *thrust top* sono caratterizzate da associazioni di *litofacies* alquanto estese lateralmente ed hanno in genere un *trend* stratigrafico abbastanza riconoscibile dal rilevamento di campagna. Tali successioni di regola evolvono a *facies* di mare da profondo a basso con prevedibile aumento dei sedimenti più grossolani e prossimali verso l'alto stratigrafico (sequenze negative del tipo *thickening and coarsening upward*).

Un caso diverso sono le successioni plioceniche (Supersintema di Ariano Irpino) le quali si sono generate in ambiente circalittorale (lama d'acqua non superiore ai 400-500 metri). Ciò comporta lo sviluppo di variazioni continue dei tipi di depositi, sia lateralmente (progradazione dei depositi) che verticalmente (aggradazione confinata entro una lama d'acqua esigua).

In campagna, quindi si riscontrano variazioni continue laterali e verticali delle associazioni di *facies*, con necessità di approfondire lo studio stratigrafico e di ridurre le difficoltà di seguire la geometria dei corpi (*litofacies*), soprattutto quando tali depositi sono mascherati dalle coperture superficiali quaternarie. Per queste successioni, l'adozione dei criteri di rilevamento secondo il concetto delle unità sintemiche ha aiutato ad individuare le interruzioni verticali ed a dedurre con buona approssimazione quelle laterali rispettivamente alle singole associazioni di *litofacies*.

In definitiva, la conoscenza del quadro evolutivo tettono-sedimentario del settore geologico in cui è inserita l'area di studio, ha consentito di definire al meglio l'estensione dei corpi geologici e di interpretare, coerentemente con il rilevamento geologico di campagna, l'insieme dei dati di sottosuolo reperiti presso gli enti territoriali (cfr. § 3.3).

I rilievi geomorfologici 1:10.000 hanno condotto all'elaborazione di una carta geomorfologica (Figura 5) con l'ubicazione dei fenomeni di dissesto più importanti, comprendenti 25 frane, 5 attive e 20 quiescenti, 24 delle quali da scorrimento ed una sola colata.

E' stato inoltre predisposto un modello di schedatura di frane (in formato ACCESS), che si articola in tre sezioni:

- dati generali (generalità, cartografia disponibile, morfometria della frana);
- dati geomorfologici (morfologia versante, classifica movimento, stato conoscenze);
- dati geotecnici (identificazione sondaggi, stratigrafie, dati sperimentali).

La scheda è stata usata nel corso dei rilievi, per la descrizione di 7 delle 25 frane riportate nelle Figure 3 e 5, e direttamente interessanti la SS88. Queste schede sono consultabili e modificabili interrogando il GIS in corrispondenza dell'area in frana.

3.3. Caratterizzazione geotecnica

Per la caratterizzazione geotecnica delle differenti unità litologiche, si è ricorso alla raccolta ed alla sintesi di dati provenienti da indagini in sito e prove di laboratorio eseguite nell'area di studio, acquisiti in gran parte dagli UU.TT. degli 11 comuni ricadenti nell'area e, in pochissimi casi, dall'ANAS. La base dati elaborata consiste in 190 sondaggi stratigrafici, 125 prospezioni sismiche superficiali, nonché 142 prove di identificazione e 98 prove di taglio diretto, eseguite su campioni indisturbati prelevati in 70 dei sondaggi menzionati. Va sottolineato che nell'intera area sono state ritrovate solo 4 prove *down-hole* ed addirittura nessun risultato significativo proveniente da prove penetrometriche. Le verticali di indagine sono state georeferenziate e ubicate sulla carta 1:10.000, e per ciascuna di esse è stata messa a punto una scheda di sintesi interrogabile dal GIS.

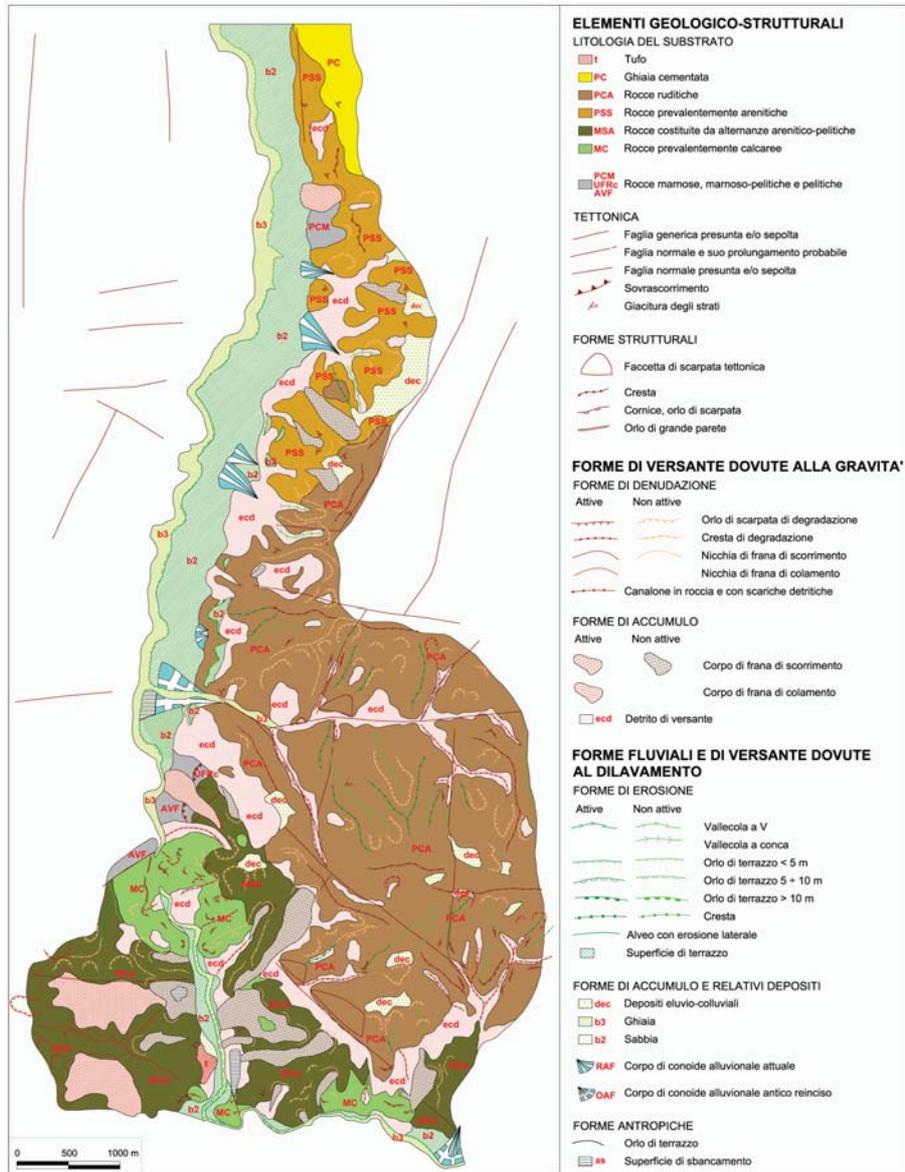


Figura 5. Carta geomorfologica 1:10.000 dell'area di studio.

I risultati delle prove di laboratorio su campioni prelevati in formazioni litologicamente affini sono stati raggruppati ed interpretati statisticamente, per ottenere le proprietà fisiche generali e i parametri di resistenza da assegnare ad ognuno dei depositi principali (Puglia, 2004). Si è riscontrata un'inevitabile dispersione dei dati, dovuta sia alle eterogeneità locali, sia alla variabilità di accuratezza (spesso, in verità, alquanto scarsa) delle procedure sperimentali e di elaborazione adottate dai diversi laboratori di prova.

L'estensione di ogni formazione è stata cartografata nel GIS, generando una carta dei depositi, denominata 'litotecnica' (Figura 6a), in quanto ad essa è stata associata, per ognuna delle zone omogenee individuate, un *database* contenente:

- i valori medi dei parametri di resistenza al taglio (φ' , c'), e del peso dell'unità di volume (γ), ottenuti dall'interpretazione statistica delle prove di laboratorio;
- i valori medi indicativi della profondità della falda (z_w) e della superficie di scorrimento (h), assunti in base a caratteri litologici e stratigrafici prevalenti in ciascuna formazione;
- i valori del fattore di amplificazione sismica (S)⁵, variabile tra 1.0 e 1.4, determinato assegnando ogni formazione ad una delle classi di sottosuolo (A÷E) indicate dall'Eurocodice 8 (cfr. (pr)EN 1998-1, 2003), in funzione delle proprietà litostratigrafiche e meccaniche dei terreni affioranti.

La procedura descritta ha condotto a generare altrettante carte dei parametri geotecnici, considerati in prima analisi costanti per ognuna delle unità litologiche.

Per la caratterizzazione dei fenomeni franosi quiescenti, sono stati utilizzati i parametri di resistenza più cautelativi tra quelli determinati nelle prove di taglio diretto.

Nelle aree corrispondenti alle frane attive, si è assunto un valore nullo della coesione c' . Un valore medio rappresentativo dell'angolo d'attrito mobilitato, φ'_m , è stato stimato imponendo l'uguaglianza tra le risultanti delle azioni gravitazionali e resistenti lungo la direzione principale di scorrimento.

Considerando l'area in frana discretizzata in n celle, φ'_m può essere calcolato mediante l'espressione:

$$\tan \varphi'_m = \frac{1}{1 - m \frac{\gamma_w}{\gamma}} \cdot \frac{\sum_{i=1}^n \cos \beta_i \sin \beta_i \cos(\alpha^* - \alpha_i)}{\sum_{i=1}^n \cos^2 \beta_i \cos(\alpha^* - \alpha_i)} \quad (2)$$

⁵ Si ricorda che il fattore di amplificazione sismica di un sito, S , è definito dal rapporto a_s/a_r , tra l'ampiezza massima del moto in corrispondenza dei terreni superficiali, e quella di una formazione rigida affiorante.

in cui:

- $m = I - z_w/h$ è il coefficiente di falda, variabile tra 0 (falda sottostante la superficie di scorrimento) e 1 (falda affiorante al piano di campagna);
- β_i rappresenta la massima pendenza della i -esima cella, ed α_i il relativo azimut;
- α^* è l'azimut della direzione principale di scorrimento, definita come:

$$\tan \alpha^* = \frac{\sum_{i=1}^n \sin \alpha_i}{\sum_{i=1}^n \cos \alpha_i} \quad (3)$$

Il valore della pendenza massima, β , di ogni cella elementare è stato calcolato, a partire dal modello digitale di terreno mostrato in Figura 3, tramite un algoritmo di interpolazione descritto nel dettaglio da Puglia (2004). Questa procedura ha permesso la generazione di una carta delle pendenze dell'intera area di studio (Figura 6b), con risoluzione 20x20 m.

L'area di studio è stata in definitiva suddivisa nelle 162 sottozone litologico-tecniche omogenee perimetrate in Figura 6a, riconducibili a 27 diversi modelli geotecnici di sottosuolo, attribuiti alle sottozone stabili ed alle aree in frana (cfr. Tabella 4).

Per smussare le discontinuità tra le proprietà attribuite ad una sottozona e quelle relative alla formazione limitrofa, alle carte dei parametri è stato applicato un filtro, assegnando ad ogni cella la media dei valori contenuti in un quadrato di 7x7 celle circostanti.

Nell'intera area è stata infine introdotta una variazione aleatoria delle proprietà geometriche e fisico-meccaniche, assumendo per ognuna di esse una distribuzione gaussiana, in accordo a quanto suggerito da Harr (1987) ed applicato da Xie *et al.* (2004), per parametri geotecnici variabili su vaste aree. I valori medi per ogni sottozona sono quelli riportati in Tabella 4, mentre le deviazioni standard sono state calcolate in funzione dei coefficienti di variazione⁶ V riportati sempre in Tabella 4, in gran parte assunti in conformità ai suggerimenti di Harr (1987).

Nella Figura 7 sono mostrate, a titolo d'esempio, le carte probabilistiche di alcuni dei parametri, utilizzate per le analisi successive. Dalla rappresentazione sono state escluse le formazioni di cui non sono stati reperiti dati significativi (come as, RAF e OAF), e quelle di roccia tenera (come t, PC, PCA, MC e UFRc), in cui possono attendersi fenomeni franosi di crollo e ribaltamento, non interpretabili con l'analisi di

⁶ Il coefficiente di variazione V di una distribuzione statistica è dato dalla relazione $V = \sigma/\mu \cdot 100$, dove μ è il valore medio e σ la deviazione standard della variabile aleatoria in esame.

equilibrio limite nell'ipotesi di pendio indefinito. Queste sottozone, come appare dall'analisi comparata delle Figure 6a e 6b, sono del resto caratterizzate da acclività più rilevanti, a testimonianza della maggior stabilità dei versanti più ripidi, conferita dalla cementazione dei materiali.

Descrizione	Codice	γ (kN/m ³)	φ' (°)	c' (kPa)	z_w (m)	h (m)	S
depositi antropogenici	as	-	-	-	-	-	-
depositi eluvio-colluviali	ecd	20.0	25.0	10.0	1.5	10.0	1.20
scorrimento attivo in ecd		18.6	21.0	0.0	3.0	5.0	1.35
scorrimento quiescente in ecd		18.5	28.0	0.0	3.0	5.0	1.35
	dec-1	17.9	20.8	26.5	3.0	5.0	1.35
detriti e colluvioni	dec-2	18.6	29.6	0.0	3.0	5.0	1.35
	dec-3	16.3	30.8	0.0	3.0	5.0	1.35
conoidi alluvionali recenti	RAF	-	-	-	-	-	-
conoidi alluvionali antichi	OAF	-	-	-	-	-	-
depositi alluvionali recenti	b3	18.3	29.0	0.0	1.5	10.0	1.35
depositi alluvionali terrazzati	b2	19.3	34.0	0.0	1.5	10.0	1.35
tufi vulcanici	t	-	-	-	-	-	-
	PC	-	-	-	-	-	-
conglomerati	PCA	-	-	-	-	-	-
sabbie, arenarie	PSS	20.0	23.1	6.1	5.0	10.0	1.20
argille, argilliti, marne	PCM	20.0	27.0	0.0	2.5	10.0	1.20
scorrimento attivo in PCM		21.6	19.5	0.0	2.0	15.0	1.20
	MSA-1	18.9	35.7	0.0	5.0	10.0	1.20
argilla sabbiosa, argille	MSA-2	21.0	21.5	14.0	5.0	10.0	1.20
scorrimento attivo in MSA-2		21.0	17.7	0.0	5.0	10.0	1.20
scorrimento attivo in MSA-2		21.0	15.0	0.0	5.0	10.0	1.20
scorrimento quiescente in MSA-1		18.3	26.0	0.0	5.0	10.0	1.20
scorrimento quiescente in MSA-2		21.0	24.0	0.0	5.0	10.0	1.20
conglomerati	MC	-	-	-	-	-	-
calcareniti, calciruditi, marne	UFRc	-	-	-	-	-	-
argille varicolori, marne, arenarie	AVF	20.0	25.0	10.0	1.5	10.0	1.20
colata attiva in AVF		20.0	17.4	0.0	1.0	3.0	1.20
Coefficienti di variazione, V		3%	12%	40%	10%	10%	5%

Tabella 4. Valori medi e coefficienti di variazione assegnati ai parametri geotecnici.

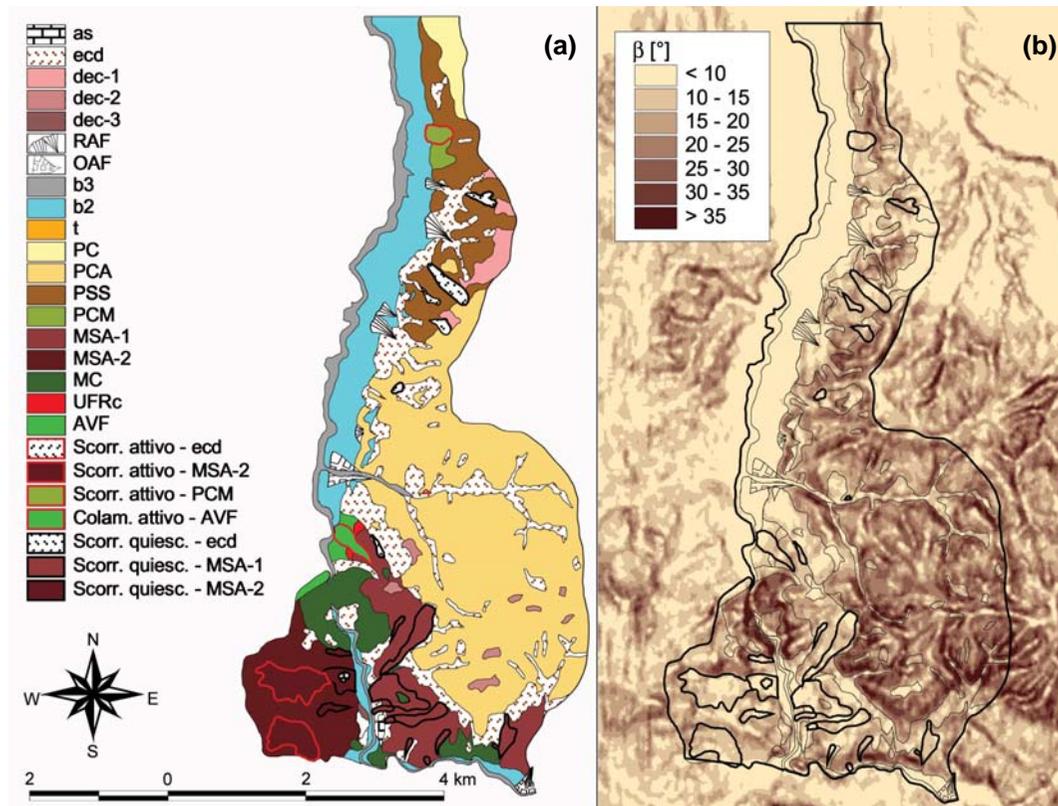


Figura 6. Carta litotecnica (a) e carta delle pendenze (b).

3.4. Scenari di pericolosità

In conformità al criterio del 'massimo evento storico', il terremoto del Sannio del 1688 è stato assunto come riferimento per la simulazione di uno scenario di pericolosità sismica a carattere deterministico. I parametri macrosismici riportati nel catalogo CPTI04 (*Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*) indicano per quest'evento una magnitudo delle onde di superficie $M_S=6.7$, ed epicentro localizzato a circa 30 ± 5 km NW dall'area di studio.

La distribuzione delle accelerazioni di picco su affioramento rigido, a_r , è stata generata con riferimento alla ben nota legge di attenuazione di Sabetta & Pugliese (1987), ponendo:

$$\log a_r = 0.363M_S - \log \sqrt{(d^2 + 5^2)} - 1.845 \quad (4)$$

dove a_r è espressa in g , mentre d è la distanza epicentrale in km.

Moltiplicando in ogni cella l'ampiezza del moto di riferimento, a_r , per il corrispondente fattore di amplificazione, S , è stata generata la mappa di pericolosità sismica locale in termini di accelerazione al suolo amplificata, a_s (Figura 8a).

Il valore di a_s ottenuto varia tra $0.12g$ a $0.26g$, a seconda della combinazione tra distanza epicentrale e fattore di amplificazione. Si osservi che in alcuni depositi recenti, come le coperture eluvio-colluviali (ecd), gli effetti di sito possono risultare particolarmente significativi, determinando incrementi anomali dell'accelerazione in superficie.

Un'ulteriore mappa di pericolosità sismica locale è stata ottenuta, per lo stesso evento, in funzione dell'intensità di Arias⁷, I_a , generando il valore su affioramento rigido, $I_{a,r}$ (espressa in m/s), con la legge di attenuazione empirica proposta da Keefer & Wilson (1989):

$$\log I_{a,r} = 0.75M - 2 \log r - 2.35 \quad (5)$$

Nella (5) M è la magnitudo locale, $r=(d^2+H^2)^{0.5}$ è la distanza ipocentrale (in km), dove H è la profondità focale; in questo studio, per applicare la (5), si è posto $M \cong M_S$ e assunto H pari a 5.8 km (Sabetta & Pugliese, 1987).

⁷ L'intensità di Arias, I_a , di un accelerogramma $a(t)$ è definita da $I_a = \frac{\pi}{2g} \int a^2(t) dt$.

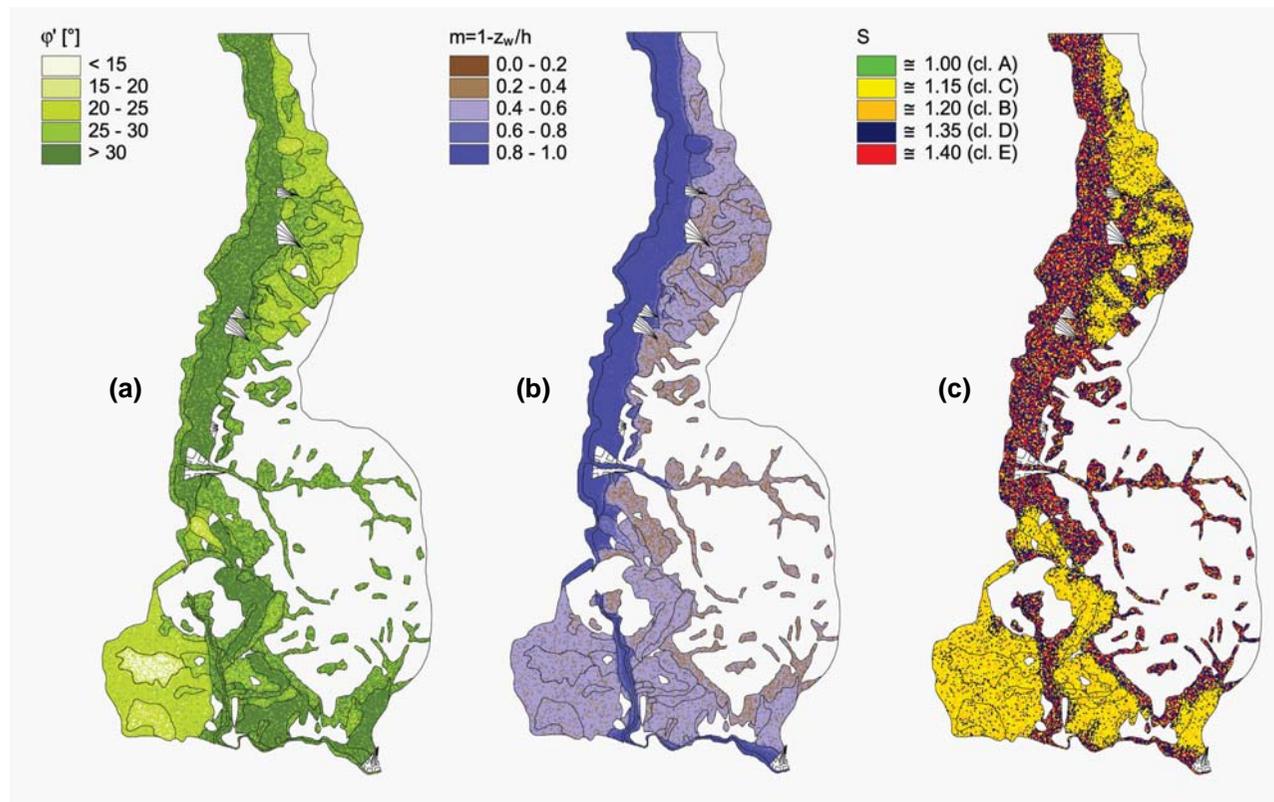


Figura 7. Carta dell'angolo di attrito, φ' (a); del coefficiente di falda, m (b); del fattore di amplificazione, S (c).

Per introdurre gli effetti di sito, tenendo conto della definizione di I_a , in ogni cella il valore di $I_{a,r}$ è stato poi moltiplicato per S^2 , ottenendo la mappa di I_a in Figura 8b. Si osservi la notevole similitudine qualitativa delle due mappe di pericolosità, dovuta sia all'analogia formale tra le due relazioni di attenuazione (4) e (5), sia alla proporzionalità tra I_a e a_s^2 .

3.5. Valutazione della vulnerabilità

La vulnerabilità sismica di un pendio è esprimibile in modo indipendente dalla valutazione delle azioni sismiche mediante l'accelerazione critica a_c , ossia il valore di soglia d'innescio del movimento. Questa scelta è indubbiamente più oggettiva ed appropriata rispetto alla valutazione del coefficiente di sicurezza sismico che, notoriamente, dipende anche dall'azione attesa, e quindi dalla pericolosità sismica locale.

Nel modello di pendio indefinito, a_c (in g) è calcolabile con l'espressione:

$$a_c = \frac{c' / \cos^2 \beta + (\gamma - m\gamma_w)h \tan \varphi' - \gamma h \tan \beta}{\gamma h \tan \beta \tan \varphi' + \gamma h} \quad (6)$$

L'equazione (6) è valida, a rigore, per meccanismi di scorrimento e colata in condizioni drenate, ed andrebbe possibilmente corretta con l'introduzione della stima delle sovrappressioni interstiziali, quanto meno nei terreni a grana fine (cfr. p.es. Biondi, 2002; AGI, 2005). Risulta però applicabile con sufficiente attendibilità in gran parte dei depositi presenti nell'area, caratterizzati da predominante litologia granulare, e considerando che le zone con falda più superficiale (m più elevato in Figura 7b) sono tendenzialmente quelle più pianeggianti (cfr. Figura 6b)⁸.

Combinando le carte dei parametri del sottosuolo (γ , c' , φ' , m , h) con la carta delle pendenze (β), attraverso l'equazione (6) si è generata la mappa di a_c in Figura 9a. Questa, combinata con una delle mappe di pericolosità di Figura 8, costituisce il presupposto per la generazione degli scenari di danno atteso sull'ambiente fisico e sulle infrastrutture.

⁸ La profondità della superficie di scorrimento critica in condizioni sismiche è in genere minore di quella in condizioni statiche, e spesso si localizza in prossimità del pelo libero della falda.

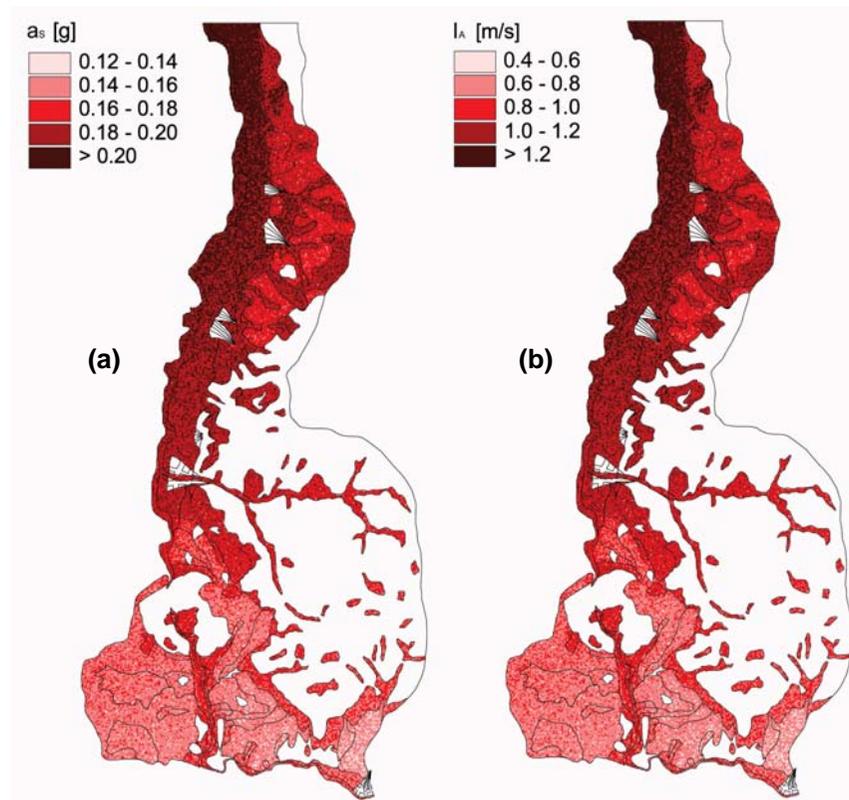


Figura 8. Carte di pericolosità sismica locale in termini di accelerazione massima (a) e intensità di Arias (b).

Una prima analisi della Figura 9a mostra che una parte significativa dell'area di studio è caratterizzata da valori dell'accelerazione critica a_c più elevati di quelli di a_s mostrati in Figura 8a: queste zone risulteranno stabili nello scenario considerato. D'altra parte, in aggiunta alle frane attive esistenti, si può osservare come altre zone lungo il lato E della SS88 sono fortemente suscettibili di instabilità (a_c prossimo a zero)⁹.

3.6. Previsione degli spostamenti e scenari di danno

La previsione degli spostamenti residui, D , attesi per il terremoto di scenario considerato, può essere ottenuta applicando diverse correlazioni disponibili in letteratura.

Ambraseys & Srbulov (1995) propongono la relazione di limite superiore:

$$\log D = -2.41 + 0.47M_S - 0.010r + \log[(1 - a_c / a_s)^{2.64} (a_c / a_s)^{-1.02}] \quad (7)$$

dove gli spostamenti sono espressi in cm.

In modo simile, Simonelli & Fortunato (1996) suggerirono una correlazione più specifica per la sismicità regionale nell'area dell'Appennino Meridionale:

$$\log D = 2.652 - 3.333 a_c / a_s \quad (8)$$

Alternativamente, la previsione degli spostamenti massimi residui può essere ottenuta in funzione dell'Intensità di Arias, I_a , attraverso la relazione proposta da Jibson *et al.* (1998):

$$\log D = 1.521 \log I_a - 1.9931 \log a_c - 1.546 \quad (9)$$

mentre Miles & Ho (1999) suggeriscono:

$$\log D = 1.46 \log I_a - 6.642 a_c + 1.546 \quad (10)$$

La Figura 9b mostra un esempio di carta di spostamenti generata con la relazione (10). Le previsioni sono limitate solamente alle aree dove il rapporto a_s/a_c è risultato compreso tra 0 e 1, escludendo le aree già instabili in condizioni statiche ($a_c \leq 0$), e considerando spostamenti nulli dove le accelerazioni massime sono risultate minori

⁹ La circostanza che il valore di a_c risulti negativo in alcune celle delle aree in frana non deve stupire, in quanto la procedura di riduzione della resistenza descritta nel § 3.3 assicura che in tali zone il coefficiente di sicurezza statico sia globalmente, ma non localmente, pari all'unità.

di quelle critiche ($a_s < a_c$). Si noti che nel caso considerato i massimi valori calcolati non superano 50 cm.

In Figura 10a è presentato il confronto tra le distribuzioni degli spostamenti calcolati nell'intera area e lungo una striscia larga 100 m, che si sviluppa per l'intero tronco di strada (evidenziata in Figura 9b). L'entità del danno atteso lungo l'infrastruttura risulta percentualmente maggiore di quello nell'intera area di studio, per effetto della morfologia superficiale più irregolare e della concentrazione di aree instabili in prossimità della strada.

Gli istogrammi di Figura 10b presentano invece il confronto tra le distribuzioni degli spostamenti calcolati con le eq. (7), (8), (9), (10) nell'intera area di studio, rappresentativi quindi del danno atteso per l'ambiente fisico. Si osservino le differenze non trascurabili tra le previsioni fornite da coppie di correlazioni dello stesso tipo; inoltre, mentre la correlazione di Miles & Ho (1999) sembra la più cautelativa in termini di valori medi complessivi (35% dell'area con spostamenti nell'intervallo 2-50 cm), quella di Simonelli & Fortunato (1996) appare decisamente più conservativa delle altre per la previsione dei valori massimi (6% dell'area con spostamenti superiori a 50 cm).

3.7. Valutazione del danno

Quando un corpo di frana investe o attraversa una sezione stradale, dovrebbe essere in linea di principio eseguita una valutazione dell'impatto atteso, in termini di danni causati alle strutture, alle opere in terra, alla pavimentazione. Tale verifica è fondamentale per stimare l'efficienza dell'infrastruttura in condizioni post-sismiche, ai fini di una corretta strategia di mitigazione del rischio e pianificazione dell'emergenza. Allo stato attuale, in Italia, non esistono però criteri di classificazione del danno che permettano una valutazione della fruibilità delle infrastrutture viarie colpite da fenomeni franosi in condizioni sismiche e non.

In Tabella 5 sono riportati criteri di classificazione del danno estratti dalla letteratura internazionale, in termini di spostamenti indotti da fenomeni franosi su manufatti.

Grado di danno	Legg & Slosson (1984) <i>D</i> (cm)	Idriss (1985) <i>D</i> (cm)	Questo studio	
			Grado di danno	<i>D</i> (cm)
<i>Irrilevante</i>	< 0.5	< 3	<i>Trascurabile</i>	< 2
<i>Modesto</i>	0.5 - 5	15	<i>Riparabile</i>	2 - 10
<i>Forte/Moderato</i>	5 - 50	30	<i>Interruzione</i>	10 - 50
<i>Severo/Elevato</i>	50 - 500	90	<i>Collasso</i>	> 50
<i>Catastrofico</i>	> 500	300		

Tabella 5. Stati limite di danno.

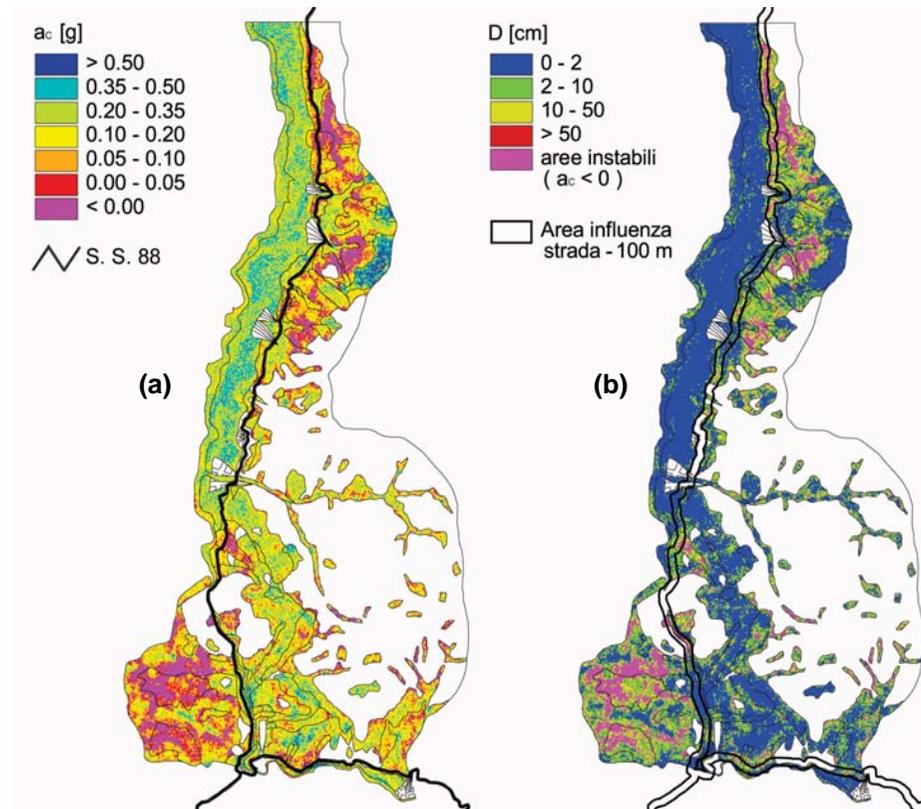


Figura 9. Vulnerabilità in termini di accelerazione critica (a) e spostamenti (b) previsti con la relazione di Miles & Ho (1999).

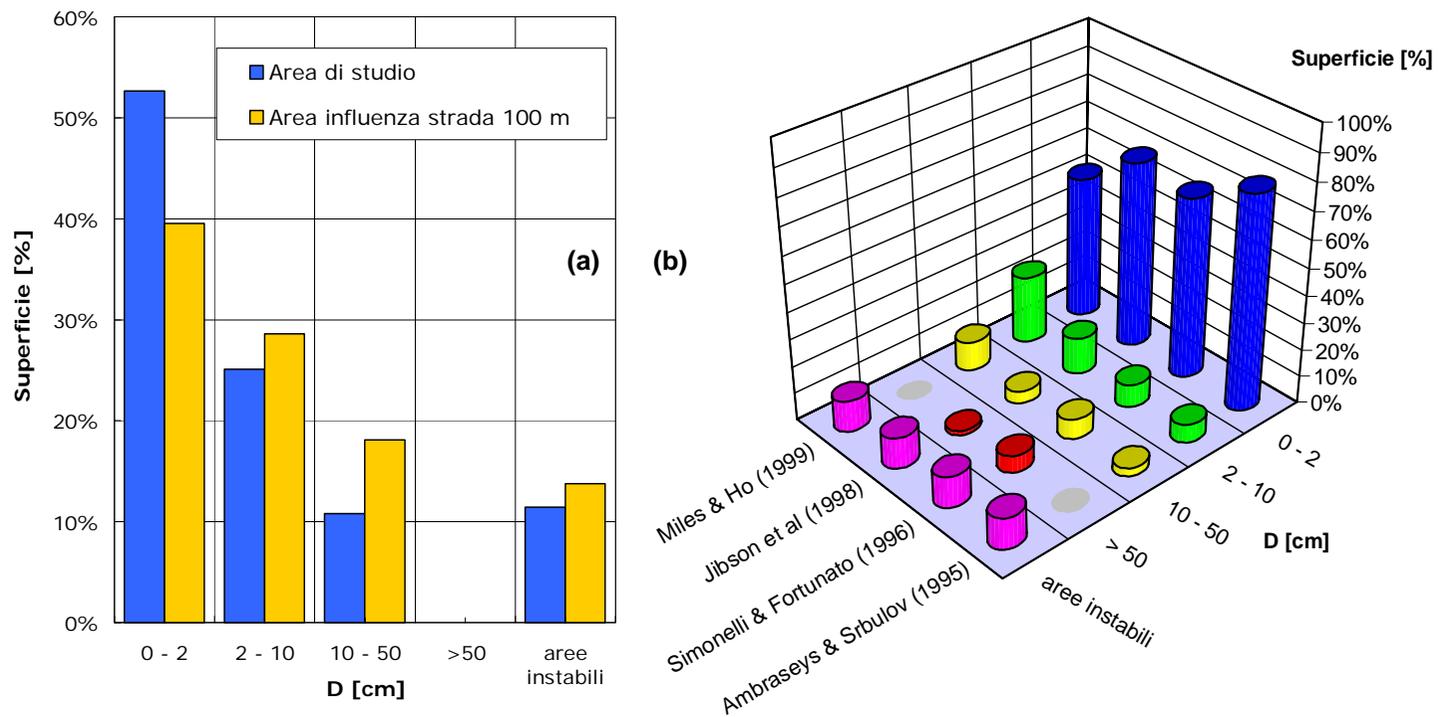


Figura 9. Confronti tra le distribuzioni di spostamenti nell'intera area e lungo la strada (a) e tra le diverse correlazioni (b).

In assenza di limiti di riferimento codificati, mediando e sintetizzando tali indicazioni (cfr. Tabella 5), si è ritenuto di poter assumere soglie di spostamento dell'ordine di 2 cm per un danno riparabile, e di 10 cm per il limite di esercizio di un tronco stradale. Valori più alti di 50 cm potrebbero indurre danni elevati, o addirittura il collasso, dell'infrastruttura viaria.

I dati in Figura 10a mostrano che, nello scenario simulato, circa il 39% della lunghezza della strada sarà soggetto ad un grado di danno trascurabile, il 29% subirà danni riparabili, ed il 18% potrà soffrirà spostamenti tali da provocare l'interruzione della strada. Il rimanente 14% è infine suscettibile di collasso perchè già in condizioni di instabilità statica.

4. Analisi di Livello III

I rilievi geologici 1:10.000 dell'area di studio hanno identificato la zona in dissesto più significativa, in termini di vulnerabilità ed esposizione al rischio, nel versante che rappresenta l'espressione relitta del limite strutturale orientale della valle del Fiume Sabato. Lungo di esso, la zonazione di Livello II evidenzia lo stato generale del dissesto (cfr. Figura 9) e, in tale ambito, ha permesso di individuare la frana di Masseria Botticelli (indicata in Figura 3), che è stata quindi oggetto di analisi più approfondite con metodi di Livello III.

Si tratta di un fenomeno di scorrimento attivo, particolarmente rappresentativo per le finalità del Progetto V.I.A., perché la direzione principale del movimento attraversa ortogonalmente la SS88 in un tratto a mezza costa a Sud dalla città di Benevento (in prossimità del km 62), ed interessa alcuni fabbricati rurali a monte.

Il dissesto del pendio è stato presumibilmente innescato dalla tettonica tensile quaternaria (Brancaccio & Cinque, 1988), e la successiva riattivazione del fenomeno ha interessato il corpo di frana con una prevalente progradazione delle masse da monte verso valle. Le cause scatenanti sono da addebitarsi alle piogge di media e lunga durata; in particolare, si ha notizia di un sensibile movimento osservato nel 1978, a seguito di eventi meteorici di forte intensità.

Nel corso degli anni precedenti, sono stati eseguiti dall'ANAS alcuni interventi di stabilizzazione, consistiti in una riprofilatura del versante, ed installazione di un muro di sostegno a valle della SS88, dove sono presenti anche un pozzo drenante ed uno scavo di notevoli dimensioni per la costruzione di un'abitazione; di questi interventi non è stato però possibile rintracciare alcuna documentazione tecnica.

4.1. Caratterizzazione geomorfologica del sito campione

Nel sito in esame, il rilevamento geologico e morfologico alla scala 1:10.000 avevano già permesso una prima perimetrazione dell'area dissestata, estrapolando i

luoghi nei quali la giacitura del versante non risulta coerente con la stratificazione generale dell'intero settore.

E' stata poi eseguita una campagna di rilievi di superficie in scala 1:2000 e di indagini geognostiche, allo scopo di definire lo schema morfostrutturale di dettaglio della porzione superficiale del versante, e le condizioni di potenziale instabilità associate alla presenza di un complesso sistema di frana potenzialmente recrudescente, tra i più rappresentativi e invasivi della destra orografica del Fiume Sabato.

I rilievi di superficie hanno permesso di individuare due meccanismi di dissesto che insistono nella stessa area, in parte sovrapposti (cfr. carta geologica in Figura 11). La relazione di sovrapposizione viene riconfermata secondo la seguente ricostruzione:

- un dissesto del versante con franamenti del tipo roto-traslativi (aree perimetrate con linee più chiare) che hanno interessato la porzione medio-bassa del pendio, con due testate poste attualmente alle quote di circa 230 m e 190 m s.l.m.m.; le due frane si susseguono probabilmente nel tempo e secondo un'evoluzione di tipo progradante, da monte verso valle, secondo processi di deformazione via via più superficiali;
- un evento del tipo traslativo con evoluzione a colata (area perimetrata con linea più scura), che ha conosciuto una fase recente di ripresa parziale e superficiale. Il reperimento di dati storici e le dichiarazioni raccolte *in loco*, hanno confermato il decorso in atto (da un punto di vista geologico) della frana traslativa, con evoluzione a colamento superficiale nella porzione mediana ed alle quote intermedie del versante (movimento del 1978).

L'area in dissesto esprime, oltre la diversificazione dei caratteri delle frane, anche una diversa estensione (perimetrazione) dei processi di denudamento e di accumulo, che partono da un'ampia porzione di versante ed evolvono entro l'area in dissesto, soprattutto nella porzione instabile del cumulo.

Il processo più antico (perimetrato con il colore più chiaro) risulta innescato al contatto tra unità litostratigrafiche differenti, ove l'unità prevalentemente pelitica (PCM), affiorante alla base del versante, è stratigraficamente inferiore all'unità (PSS) prevalentemente sabbiosa, quest'ultima con ruolo di acquifero relativo.

Il processo più recente (colore più scuro) impegna il solo corpo di frana, in quanto ogni possibile evoluzione di questa tipologia del dissesto verso monte è contrastata dalla presenza di terreni litoidi (PSS), che invece subiscono un processo erosivo tipico degli ammassi rocciosi.

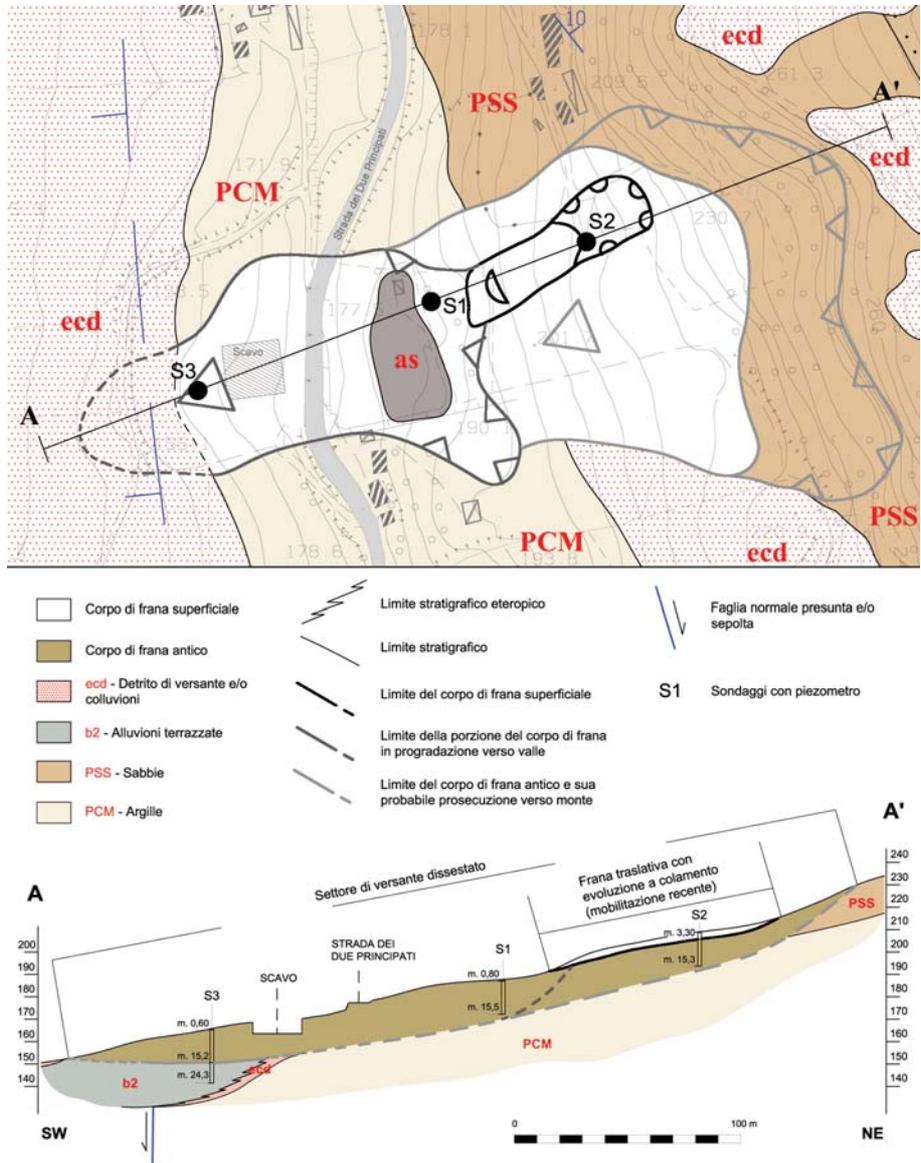


Figura 11. Carta e sezione geologica 1:2000 della frana di Masseria Botticelli.

Le indagini dirette sono consistite in 3 sondaggi a carotaggio continuo, con installazione di piezometri a tubo aperto, e prelievo di campioni indisturbati. Le stratigrafie hanno fornito ulteriori e più precise indicazioni sull'estensione in profondità del volume in frana (cfr. sezione in Figura 11), già individuata in forma preliminare nelle fasi di studio pregresse, ed hanno confermato in buona parte la ricostruzione del dissesto precedentemente effettuata.

Il sondaggio S1 (quota 202 m s.l.m.m.) incontra i terreni costituenti il corpo di frana recente per i primi 3.3 m. La superficie meccanica di taglio è posta al tetto di un paleosuolo connesso ad una porzione di paleoversante interessata dalla frana più antica. In sezione geologica, tale superficie è estrapolata in sottosuolo coerentemente con la forma relitta superficiale del versante, ricostruita e cartografata a seguito del rilevamento geologico di dettaglio.

Il sondaggio S2 (quota 186 m s.l.m.m.) incontra solo i terreni del corpo di frana antico appartenenti all'unità PCM.

Il sondaggio S3 (quota 166 m s.l.m.m.) attraversa i terreni dell'unità PCM, mobilitati per frana, fino alla profondità di circa 15 m, per poi incontrare limi e ghiaie dell'unità dei depositi alluvionali recenti (b2). Il piano meccanico individuato alla profondità di 15.2 m è stato estrapolato verso monte e lateralmente, coerentemente con la forma relativa al cumulo delle due frane roto-traslative più antiche, dedotta dal rilievo geomorfologico di dettaglio.

4.2. Analisi pseudo-statiche di stabilità del pendio in condizioni sismiche

In questo sito campione, in assenza di determinazioni sperimentali dirette delle effettive condizioni idrogeologiche del versante e delle proprietà di resistenza dei terreni, si è in primo luogo analizzata, attraverso un'analisi inversa, la relazione tra la resistenza mobilitata e la profondità della superficie di falda.

E' stata a tal fine effettuata una serie di *back analyses* in condizioni statiche con il metodo dell'equilibrio limite di Janbu, imponendo una geometria della superficie di rottura corrispondente al corpo di frana antico mostrato in Figura 11, ed una superficie piezometrica parallela alla pendenza del versante ed a profondità variabile.

Nell'ipotesi di coesione efficace c' nulla, le analisi inverse hanno permesso di valutare un angolo di attrito ϕ' decrescente da circa 21° a 12° , per profondità della falda crescenti da zero fino a 15 m, in quest'ultimo caso quindi mediamente al di sotto della superficie di rottura. A causa della morfologia di versante abbastanza regolare, i risultati ottenuti con superficie curvilinea sono molto prossimi a quelli ricavati con il modello di pendio indefinito (Tropeano, 2003).

Una serie di analisi pseudo-statiche in condizioni sismiche, condotte con il metodo di Sarma, ha quindi permesso di esprimere le curve di 'vulnerabilità del

pendio' in termini di accelerazione critica a_c in funzione di z_w , per φ' variabile nell'intervallo da 11.7° a 21.3° (Figura 12). Si osservi che a_c si annulla per le coppie di valori di φ' e z_w per cui il pendio si trova in condizioni di incipiente instabilità statica.

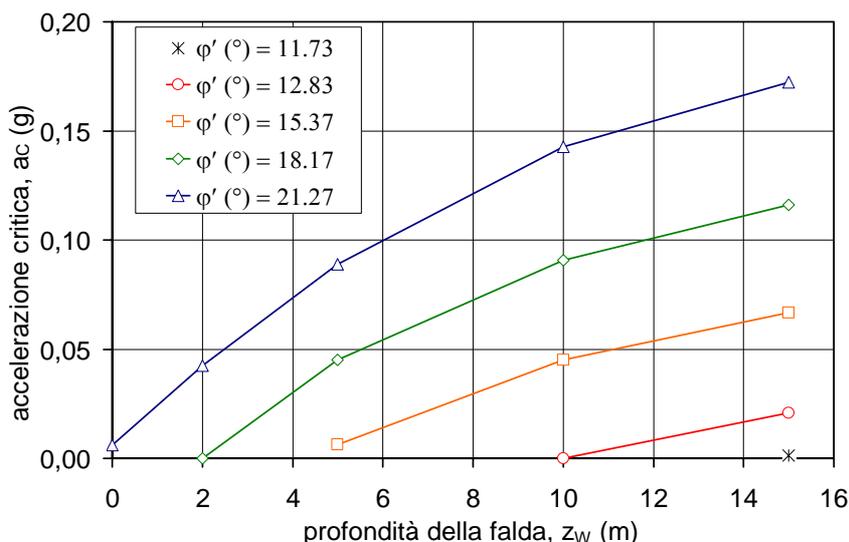


Figura 12. Dipendenza dell'accelerazione critica da angolo d'attrito e profondità della falda.

4.3. Previsione di spostamenti con approccio semi-probabilistico

Si è quindi seguito un approccio semi-probabilistico per la previsione del danno atteso in condizioni sismiche e la valutazione dell'efficacia di interventi di riduzione del rischio.

Dall'unità di ricerca dell'INGV del Progetto V.I.A., applicando il metodo della disaggregazione¹⁰, è stata generata una curva di pericolosità sismica del sito, in termini di probabilità di superamento, P , dell'accelerazione di picco attesa su affioramento rigido, a_{rs} , per un periodo di riferimento T_R di 50 anni. Le ordinate della curva di pericolosità sono state poi moltiplicate per il fattore di amplificazione di

¹⁰ Il metodo è basato sull'individuazione di zone sismogenetiche con caratteristiche omogenee rispetto alla legge di ricorrenza di Gutenberg & Richter (1944), e l'applicazione di leggi di attenuazione empiriche dei parametri sintetici del moto (Convertito, 2004).

sito, S (assunto pari a 1.2 per la formazione in esame, in conformità alle analisi di Livello II), ottenendo i valori attesi dell'accelerazione amplificata a_s (Figura 13).

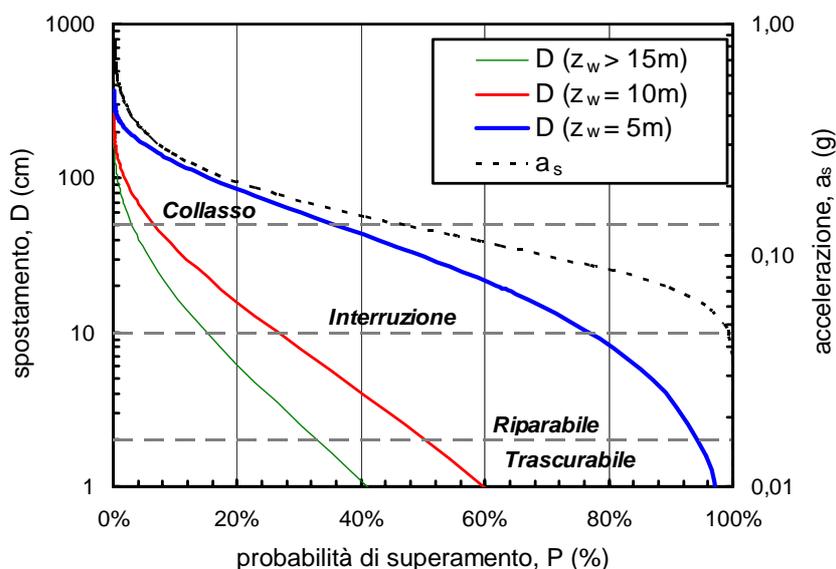


Figura 13. Curve di pericolosità e di fragilità della frana.

Si è quindi assunto uno stato di equilibrio limite corrente corrispondente ad un fattore di sicurezza statico unitario, accelerazione critica nulla e spostamenti attesi indefinitamente elevati. Le prime letture piezometriche effettuate nel corpo di frana hanno indicato una profondità media della superficie di falda $z_w=2$ m, il che comporta una resistenza mobilitata caratterizzata da un angolo d'attrito $\phi' \cong 18^\circ$. Tale valore è in buon accordo con le prime determinazioni sperimentali della resistenza dei terreni della formazione PCM, mediante prove di taglio diretto attualmente in corso presso l'Università della Calabria.

Dalla curva di vulnerabilità relativa a tale valore (cfr. Figura 12), fissando profondità z_w in aumento a partire da 2 m, è stato possibile calcolare le accelerazioni critiche a_c e, attraverso la correlazione (8), determinare in funzione del rapporto a_c/a_s i valori di spostamento D corrispondenti a ciascuna ordinata della curva di pericolosità $a_s:P$ del sito.

Combinando in questo modo la curva di pericolosità del sito con quella di vulnerabilità del pendio, è stata generata una serie di 'curve di fragilità' della frana

raffiguranti, per ogni profondità z_w prefissata, la probabilità di superamento di valori di spostamento D , confrontabili con gli stati limite di Tabella 5 (Figura 13).

Questo procedimento può rivelarsi uno strumento progettuale innovativo per una valutazione semi-probabilistica¹¹ dell'efficacia delle misure di drenaggio per la stabilizzazione dei pendii in zona sismica.

4.4. Analisi dinamiche e verifica delle correlazioni empiriche

Le analisi in questo sito campione sono state completate da verifiche di attendibilità delle correlazioni empiriche utilizzate nella zonazione di Livello II mediante calcolo diretto degli spostamenti con il metodo di Newmark (1965).

A tal fine, come è buona norma per le analisi dinamiche (AGI, 2005), per il moto sismico di riferimento sono stati assunti diversi accelerogrammi (Figura 14):

- la registrazione della componente EW presso la stazione di Cascia ($d=4$ km) durante il terremoto della Valnerina (1979, $M_s=5.9$), selezionato come accelerogramma rappresentativo della pericolosità del sito in base alle citate valutazioni probabilistiche mediante disaggregazione (cfr. § 4.3);
- la registrazione della componente 262° presso la stazione Delta (distanza dal piano di faglia $R=44$ km) durante il sisma di Imperial Valley (1979, $M_s=6.9$), rappresentativo del massimo terremoto storico (Sannio 1688, $M_s=6.7$), già assunto per le analisi di scenario deterministico;
- la registrazione della componente EW presso la stazione di Sturno ($d=26$ km) durante il recente terremoto irpino-lucano del 1980 ($M_s=6.9$), assunto come riferimento alternativo per ulteriori analisi di scenario deterministico di tipo *far-field* (Puglia, 2004).

Questi ultimi due accelerogrammi, soprattutto quello di Imperial Valley, sono caratterizzati da maggiore durata e contenuto energetico in basse frequenze rispetto a quello di Valnerina (Figura 14). Per entrambi, la verifica di compatibilità con gli spettri di risposta degli eventi di riferimento, simulati con la relazione di Pugliese & Sabetta (1989), ha dato esito soddisfacente (Puglia, 2004).

Ciascuno dei tre accelerogrammi selezionati è stato poi scalato in ampiezza con dieci diversi valori di picco a_s per riprodurre l'andamento della curva di pericolosità locale di Figura 13.

¹¹ Si osservi che il metodo suggerito assume una definizione probabilistica delle sole azioni sismiche (curve di pericolosità), mentre le curve di vulnerabilità sono espresse in termini deterministici; ciò appare giustificabile nel caso di frana attiva, in cui si presuppongono ben note le caratteristiche di resistenza e la geometria del meccanismo, mentre le condizioni di falda lo sono nell'ipotesi di intervento di stabilizzazione effettuato mediante drenaggi (cfr. curve di fragilità di Figura 13).

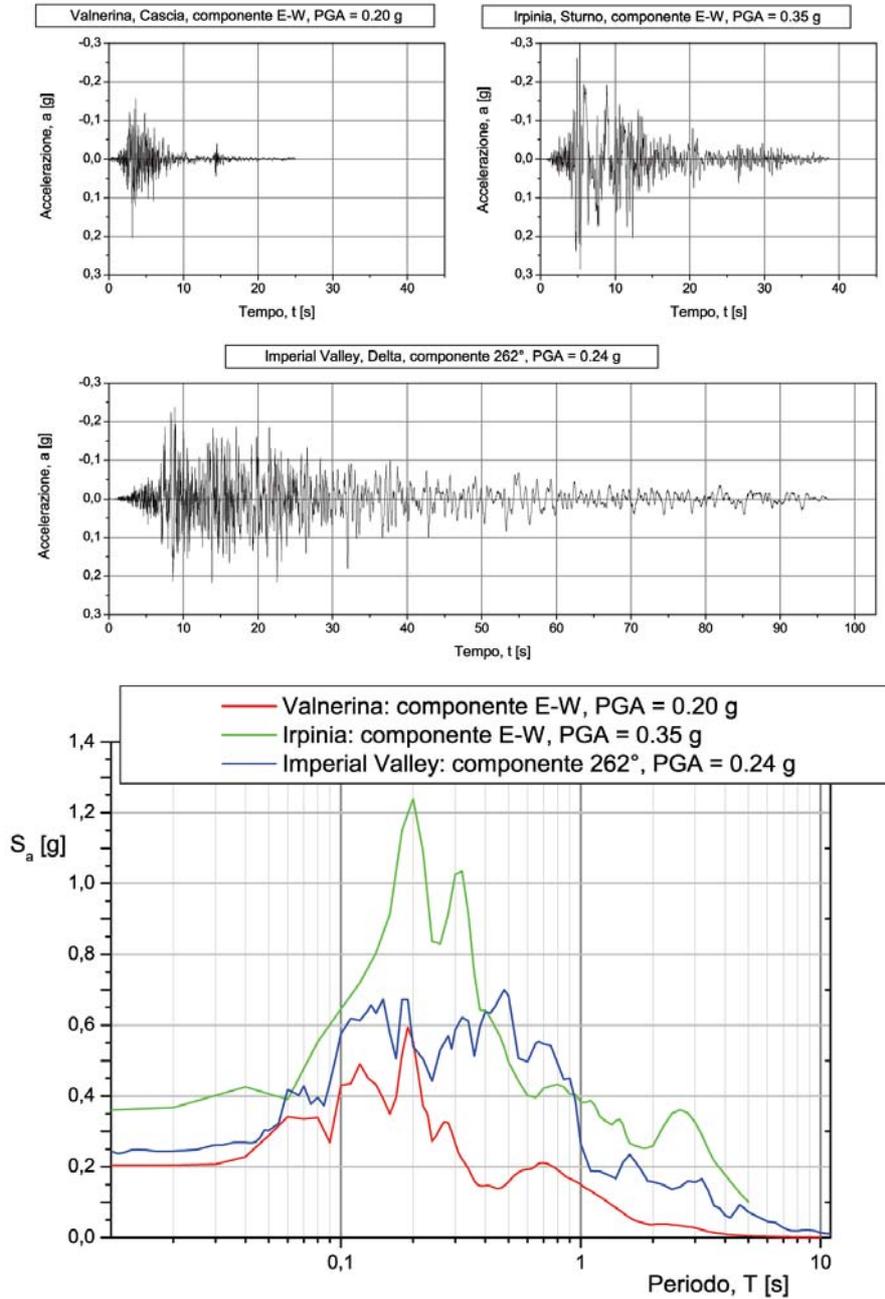


Figura 14. Accelerogrammi e spettri di risposta utilizzati per le analisi dinamiche.

Assumendo quindi come riferimento una profondità di falda $z_w=5$ m (per esempio a seguito di un ipotetico intervento di drenaggio superficiale), corrispondente ad un valore di $a_c = 0.045$ g (cfr. Figura 12), sono state condotte le analisi dinamiche alla Newmark ottenendo le curve di fragilità riprodotte in Figura 15.

Come prevedibile, prefissato un valore di probabilità P , lo spostamento atteso D aumenta con la durata del segnale; si osservi inoltre che la curva di fragilità basata sulla correlazione (8), espressa in funzione dell'accelerazione di picco (e quindi identica per i tre casi), mostra una sovrastima degli spostamenti crescente al diminuire della durata.

Calcolando invece per ciascun accelerogramma l'intensità di Arias, ed utilizzando le correlazioni (9) e (10), si ottengono stime di spostamenti in migliore accordo complessivo con quelli previsti dall'analisi dinamica, indipendentemente dalla durata e dal contenuto in frequenze dei segnali. Ciò conferma che le correlazioni espresse in funzione dell'intensità di Arias, nonché di altri parametri sintetici del moto rappresentativi dell'effettiva quantità di energia rilasciata da un evento sismico, costituiscono uno strumento più affidabile per la previsione di fenomeni deformativi dell'ambiente fisico (AGI, 2005).

5. Considerazioni conclusive

Un aspetto metodologico innovativo della ricerca è stato l'utilizzo dei sistemi GIS per la zonazione del rischio sismico di frana ai primi due livelli. Le mappe GIS ai Livelli I e II possono essere rispettivamente utili per previsioni alla scala regionale e dell'infrastruttura. Esse contribuiscono a localizzare le zone con più alto grado di rischio, verso cui indirizzare analisi più specifiche di tipo dinamico e/o probabilistico (Livelli III-IV).

Il lavoro di elaborazione cartografica è stato sviluppato grazie ad una procedura interattiva (*Seismic Instability Deterministic Risk Analysis*, SIDRA), implementata allo scopo di generare di mappe GIS del rischio, con la possibilità di simulare scenari variabili, e aggiornare o modificare a piacimento le proprietà dei terreni (Puglia, 2004).

L'accuratezza delle analisi deterministiche può essere significativamente migliorata, raffinando la modellazione topografica, tenendo conto delle sovrappressioni neutre indotte dal sisma e, soprattutto, facendo affidamento su dati geotecnici di migliore qualità, da elaborare con tecniche geo-statistiche.

Lo studio ha incoraggiato anche lo sviluppo di approcci probabilistici nelle analisi di stabilità sismica dei pendii, che possono essere, in prospettiva, efficacemente integrati introducendovi la variabilità statistica dei parametri del sottosuolo.

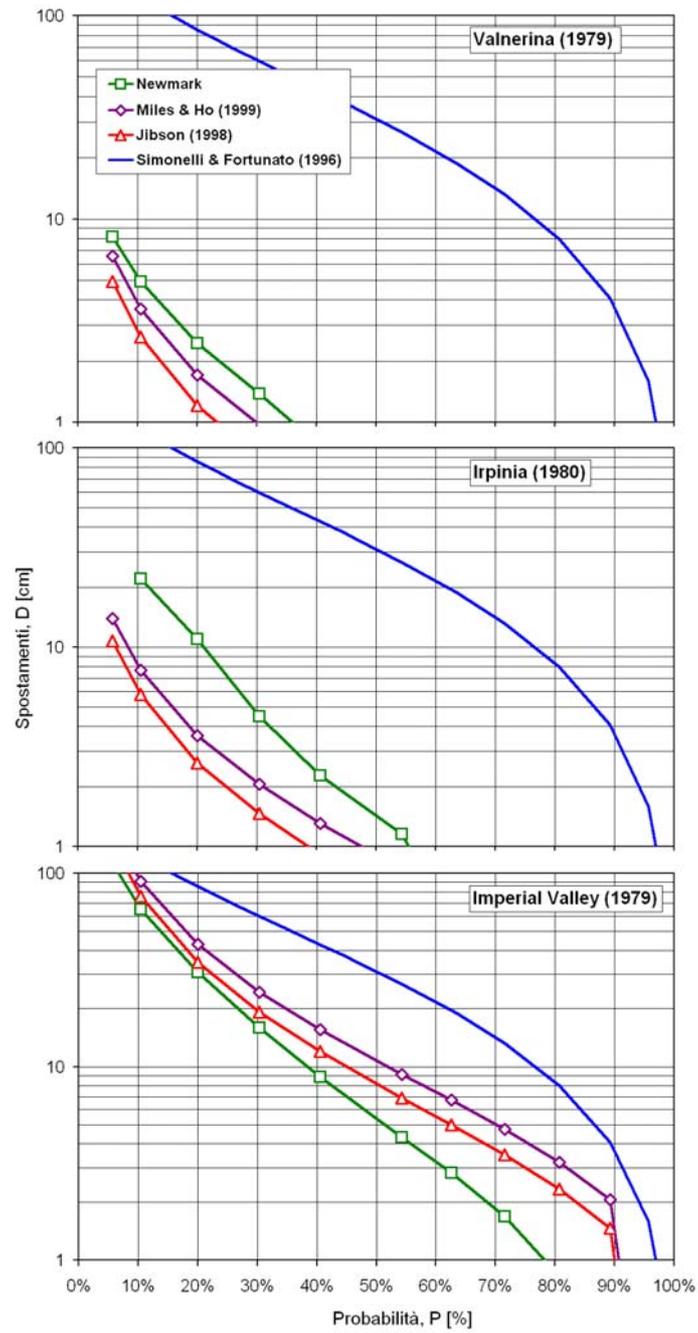


Figura 15. Curve di probabilità degli spostamenti.

Per poter applicare in modo efficace queste procedure ai fini della mitigazione del rischio, è peraltro necessario codificare i valori limite di spostamento corrispondenti ai diversi gradi di danno su un'infrastruttura stradale per effetto di una frana.

Allo scopo di validare le previsioni numeriche, sarebbero molto utili nel futuro ulteriori indagini geotecniche specifiche, e osservazioni in vera grandezza di casi di studio come quello individuato. Il sito di Masseria Botticelli si dimostra infatti di particolare interesse per eventuali futuri studi sperimentali più approfonditi, per analisi dinamiche avanzate (Livello IV), ed anche per essere sottoposto a monitoraggio sismico.

6. Ringraziamenti

Come ricordato, la ricerca è stata finanziata dal Dipartimento di Protezione Civile tramite il Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, e pertanto si ringraziano il Presidente del GNDT, Prof. C. Eva, ed il Coordinatore del Progetto V.I.A., Prof. G.M. Calvi, per il supporto e la fiducia concessi all'Unità di Ricerca.

Si esprime vivo apprezzamento agli ingg. G. Belfiore, A. Mennonna, O. Rocca, G. Tropeano, ed ai dr. M. Crozi e S. Nardò, per i pregevoli contributi prestati nelle varie fasi del progetto.

Un ringraziamento particolarmente sentito va rivolto a G. Biondi, H. Havenith, F. Pergalani e N. Sitar, per le stimolanti discussioni, i supporti bibliografici ed i consigli ricevuti. Si esprime inoltre un particolare riconoscimento all'Autorità di Bacino Nazionale Liri-Garigliano-Volturno per la cartografia fornita.

La ricerca ha rappresentato e rappresenta tuttora un felice esempio di interazione tra geologia e geotecnica, ed è stata sviluppata su varie scale territoriali con metodi tradizionali ed avanzati. Trattandosi pertanto di argomenti notoriamente a lui cari, il Prof. Pellegrino ne ha più volte incoraggiato lo svolgimento, anche malgrado il suo stesso e l'altrui tradizionale scetticismo.

Gli autori intendono pertanto dedicargli questo contributo con affettuosa riconoscenza.

7. Bibliografia

AFPS (1995), Guidelines for seismic microzonation studies. *Association Francaise du Genie ParaSismique*.

AGI (2005), *Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica - Linee Guida*. 402 pp. Pàtron, Bologna.

- Aiello, V., Barile, A., Silvestri, F. (2004), An application of a GIS-based methodology for the seismic zonation of slope stability. *Proc. IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro*, 1, 327-333. Taylor & Francis group, London.
- Aiello, V., Barile, A., Silvestri, F. (2004), Zonazione sismica di instabilità di versanti naturali: applicazioni ad un'area campione mediante GIS. *I Workshop Modeci, Modelli Matematici per la simulazione di Catastrofi Idrogeologiche*. Università della Calabria, Rende.
- Ambraseys, N., Srbulov, M. (1995), Earthquake induced displacement of slopes. *Soil Dynamics & Earthquake Engineering*, 14, 59-71.
- Andrighetto, R. (1994), *Applicazione di sistemi informativi geografici (GIS) a problematiche di rischio e vulnerabilità in zone sismiche. Relazione finale*. CNR-GNDT/IG.
- Belfiore, G., Mennonna, A. (2001), *Metodologie di analisi e zonazione del rischio dei fenomeni di instabilità dei pendii indotti da sisma*. Tesi di Laurea. Università di Napoli "Federico II".
- Biondi, G. (2002), *Instabilità sismica dei pendii sabbiosi causata da incrementi della pressione interstiziale*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Geotecnica. Università di Catania.
- Biondi, G., Condorelli, A., Mussumeci, G., Maugeri, M. (2004), Il metodo degli spostamenti nella valutazione in ambiente GIS del rischio sismico di frana su vasta scala. *Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica (IARG), Università di Trento*.
- Brancaccio, L., Cinque, A. (1988), L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 83-86.
- Calvi et al. (2004), *V.I.A. - Riduzione della vulnerabilità sismica di sistemi infrastrutturali e ambiente fisico*.
Internet: http://gndt.ingv.it/Att_scient/PE2002_Brief_Reports/brief_reports_con_int.htm
- Cello, G., Guerra, I., Tortorici, L., Turco, E., Scarpa, R. (1982), Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence. *J. Struct. Geol.* 4, 385-393.
- Chiocchini, U., Chiocchini, F. (1996), I conglomerati messiniani dell'area tra Benevento e il Fiume Sabato (Appennino meridionale). *St. Geol. Camerti* 2002/1, 87-102, Camerino.
- Ciampo, G., Sgrosso, I., Ruggiero Taddei, E. (1986), Il limite Miocene-Pliocene nella sezione di Torrente Braneta (Irpinia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 14, 255-278.
- Convertito, V. (2004), *Extension of classical attenuation laws: effects and implications on the probabilistic seismic hazard analysis*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Rischio Sismico. Università di Napoli "Federico II".
- Corrado, S., Di Bucci, D., Leschiutta, I., Naso, G., Trincari, A. (1997), La tettonica quaternaria della Piana d'Isernia nell'evoluzione strutturale del settore molisano. *Il Quaternario* 10 (2), 609-614.
- D'Argenio, B., Pescatore, T., Scandone, P. (1975), Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines. In: Ogniben L., Parotto M. & Praturlon A. (Ed.), *Structural model of Italy*, Quaderni de "La ricerca scientifica", 90, 313-327, C.N.R., Roma.

- De Castro Coppa, M.G., Montcharmont Zei, M., Pescatore, T.S., Sgrosso, I., Torre, M. (1969), Depositi miocenici e pliocenici ad est del Partenio e del Taburno (Campania). *Atti Acc. Gioenia. Sc. Nat. Catania*, 1 (7), 479-512.
- Di Nocera, S., Matano, F., Pescatore, T. S., Pinto, F., Quarantiello, R., Senatore, M. R., Quarantiello, R., Torre, M. (2005), Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali - Monti della Daunia meridionali: unità stratigrafiche ed evoluzione tettonica del settore esterno dell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, sottoposto alla stampa.
- (pr)EN 1998-1 (2003), *EuroCode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*. CEN European Committee for Standardization, Bruxelles.
- Federici, P., Di Maro, R., Marchetti, A., Cocco, M. (1992), Analisi della sismicità del Sannio-Matese negli anni 1991-1992. *Atti 11° Convegno GNGTS*, Roma, 389-404.
- Ferranti, L. (1997), Tettonica tardo pliocenica-quadernaria dei Monti del Matese (Appennino meridionale), raccorciamenti tardivi e distensione "neotettonica. *Il Quaternario* 10 (2), 503-506.
- Galli, P., Galadini, F., Capini, S. (2003) Analisi archeosismologiche nel Santuario di Ercole di Campochiaro (Matese). Evidenze di un terremoto distruttivo sconosciuto ed implicazioni sismotettoniche. *Il Quaternario* 15 (2), 155-167.
- Gruppo di Lavoro (2004), *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*. INGV, Milano-Roma.
Internet: http://zonesismiche.mi.ingv.it/document/rapporto_conclusivo.pdf
- Gutenberg, B., Richter, C.F. (1944), Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4), 1985-1988.
- Harr, M. E. (1987), *Reliability-based design in civil engineering*. 290 pp. McGraw-Hill, New York.
- Havenith, H.-B. (2002), *Experimental studies in the Tien Shan mountains (central Asia) and dynamic modelling*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienza Applicata. Università de Liège – Geomac.
- Idriss, I.M. (1985), Evaluating seismic risk in engineering practice. *Proc. XI ICSMFE, San Francisco*, 1, 255-320. Balkema, Rotterdam.
- Ippolito, F., D'Argenio, B., Pescatore, T., Scandone, P. (1973), Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale. Trad. da *The guide-book of Italy*, 134-155. Petroleum Exploration Society of Libia. Ist. Geol. Geof. Univ., pubbl. n. s., 15, Napoli.
- ISSMGE-TC4 (1999), *Manual for zonation on seismic geotechnical hazards*. The Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering. Japan.
- Jibson, R.W., Harp, E.L., Michael, J.A. (1998), *A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: an example from the Los Angeles, California, area*. US Geological Survey, O-F Report. pp. 98-113.
- Keefer, D.K. (1984), Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.

- Keefer, D.K., Wilson, R.C. (1989), Predicting earthquake-induced landslides with emphasis on arid and semi-arid environments. *Publication of the Inland Geological Society*, 2, 118-149.
- Khazai, B., Sitar, N. (2000), Landsliding in native ground: A GIS based approach to regional seismic stability Assessment. *GSA Cordilleran Section*, vol. 31.
- Legg, M.R., Slosson, J.E. (1984), Probabilistic approach to earthquake-induced landslide hazard mapping. *Proc. VIII World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco*, 2, 445-452.
- Lieto, C., Melella, C. (2005), *Rilievo e valutazione dell'esposizione a rischio sismico degli elementi significativi nell'area di studio localizzati nella Valle del Sabato (SS 88)*. Rapporto di ricerca, Centro regionale di competenza AMRA, Napoli.
- Luzi, L., Pergalani, F. (1996), Applications of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 83-94.
- Luzi, L., Pergalani, F. (2000), A correlation between slope failures and accelerometric parameters: the 26 September 1997 earthquake (Umbria-Marche, Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 301-313.
- Miles, S.B., Ho, C.L. (1999), Rigorous landslide hazard zonation using Newmark's method and stochastic ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 305-323.
- Montone, P., Amato, A., Pondrelli, S. (1999), Active stress map of Italy. *J. Geophys. Res.* 104 (B11), 25595-25610.
- Newmark, N.W. (1965), Effects of earthquakes on dams and embankments. The V Rankine Lecture of the British Geotechnical Society, *Géotechnique*, 15 (2), 139-160.
- Patacca, E., Scandone, P., Bellatalla, M., Perilli, N., Santini, U. (1992), The Numidian-sand Event in the Southern Apennines. *Memorie di Scienze Geologiche*, 43, 297-337.
- Pescatore, T.S., Tramutoli, M. (1980), I rapporti tra il bacino di Lagonegro e il bacino Irpino nella media valle del Basento (Lucania). *Rend. Acc. Sc. Fis. Mat.*, 47, 19-41.
- Pescatore, T.S., Improta, L., Romeo, R., Iannaccone, G. (1996a), Geologia della città di Benevento: Caratteristiche litostratigrafiche di base per una microzonazione sismica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 115, 307-324, 13 ff.
- Pescatore, T.S., Pinto, F., Renda, P., Senatore, M.R., Tramutoli, M., Valente, A. (1996b), Avanfosse mioceniche dell'Appennino meridionale (Italia). *Rend. Acc. Sc. Fis. Mat.*, 63, 85-121.
- Pescatore, T.S., Di Nocera, S., Matano, F., Pinto, F. (2000), L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 587-601.
- Puglia, R. (2004), *Sistemi informativi territoriali per la zonazione sismica di instabilità dei versanti naturali*. Tesi di Laurea, Università della Calabria.
- Pugliese, A., Sabetta, F. (1989), Stima di spettri di risposta da registrazioni di forti terremoti italiani. *Ingegneria Sismica*, 6(2), 3-14.

- Romeo, R., Delfino, L. (1997), *C.E.D.I.T.: Catalogo Nazionale degli effetti deformativi del suolo indotti da forti terremoti*. Servizio Sismico Nazionale, Rapporto Tecnico SSN/RT/97/04. Internet: <http://www.serviziosismico.it>
- Sabetta, F., Pugliese, A. (1987), Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 1491-1513.
- Senatore, M. R., Normark, W. R., Pescatore, T.S., Rossi, S. (1988), Structural framework of the Gulf of Taranto (Ionian Sea). *Mem. Soc. Geol. It.*, 41, 533-539, 4 ff.
- Silvestri, F., Aiello, V., Barile, A. (2004), Seismic zonation of slope stability: methodologies and applications to a test area in Southern Italy. *Proc. III ICEGE – XI SDEE, Berkeley*, 2, 351-358. StallionPress, Singapore.
- Simonelli, A.L., Fortunato, E. (1996), Effects of earth slope characteristics on displacement based seismic design. *Proc. XI World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco*. Pergamon, Oxford.
- Speranza, F., Mattei, M., Naso, G., Di Bucci, D., Corrado, S. (1998), Neogene-Quaternary evolution of Central Apennine orogenic system (Italy): structural and paleomagnetic approach in the Molise region. *Tectonophysics*, 299, 143-157.
- Tropeano, G. (2003), *Analisi di stabilità e previsione di spostamenti di un pendio naturale in condizioni statiche e sismiche*. Tesi di Laurea, Università della Calabria.
- Varnes, D.J. (1978), Slope movement types and processes. *Landslides: Analysis and Control*. Transportation Research Board Special Report, 176, 12-33. National Academy of Sciences, Washington D. C.
- Xie, M., Esaki, T., Mitani, Y., Cai, M. (2004), A 3D deterministic approach for mapping landslide hazard using GIS. *Proc. IX International Symposium on Landslides, Rio de Janeiro*, 1, 97-102. Taylor & Francis group, London.