Accordo ai sensi dell'art. 15 della l. 241/90 e succ. modd. tra la Direzione Generale per le Dighe e le Infrastrutture Idriche ed Elettriche del Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti e l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per la redazione di linee-guida per gli studi sismotettonici finalizzati alla rivalutazione della pericolosità sismica dei siti delle grandi dighe

Linee-guida per la redazione e le istruttorie degli studi sismotettonici relativi alle grandi dighe

a cura di Roberto Basili, Vera D'Amico, Carlo Meletti e Gianluca Valensise

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Roma

INDICE

Prefazione (a cura della Dg Dighe)

1. Dati disponibili e metodiche da utilizzare per l'analisi sismotettonica

1.1. Introduzione

1.2. Banche-dati sismologiche

1.3. Banche-dati accelerometriche e di previsione del moto del suolo

1.4. Banche-dati geologiche e geofisiche

2. Fagliazione superficiale: valutazione del potenziale impatto

2.1. Introduzione

2.2. Le faglie attive e capaci: definizioni e documentazione

2.3. La fagliazione superficiale nel contesto della progettazione di una diga

2.4. La fagliazione superficiale in Italia

2.5. Criteri di stima del surface faulting hazard

2.5.1. Un approccio statistico alla valutazione dei fenomeni di fagliazione superficiale

2.5.2. Un approccio basato sulle caratteristiche delle sorgenti sismogenetiche

3. Linee-guida per studi sismotettonici e rivalutazione della pericolosità sismica

3.1 Introduzione

3.2. Analisi sismotettonica

3.2.1. Elementi di soggettività dello studio sismotettonico

3.2.2. Punti-chiave per comprendere l'accuratezza dello studio sismotettonico

3.2.3. Il ruolo della fagliazione superficiale

3.2.4. Il ruolo della deformazioni attese a grande scala

3.3. Valutazione della pericolosità sismica di base

3.3.1. Definizione delle sorgenti

3.3.2. Definizione dei tassi di sismicità e della massima magnitudo

3.3.3. Scelta dei modelli di attenuazione

3.3.4. Punti-chiave per comprendere l'accuratezza della valutazione della pericolosità Sismica

4. Bibliografia

Prefazione (a cura della Dg Dighe)

Le disposizioni introdotte dalle Norme tecniche per la progettazione e la costruzione degli sbarramenti di ritenuta, emanate con D.M. 26/6/14, pubblicato sulla GU dell'8/7/14, prevedono criteri innovativi in particolare per la verifica della sicurezza sismica delle dighe, specificando che "*per le dighe ubicate in aree per le quali l'azione sismica di progetto per un TR = 475 anni deve essere riferita ad un valore ag > 0.15 g (come definito nelle NTC), è necessario lo studio sismotettonico del sito, da cui fare derivare l'azione sismica di progetto, i cui effetti non devono comunque risultare meno gravosi di quelli corrispondenti all'azione sismica definita nelle NTC, relativamente a sito di riferimento rigido con superficie topografica orizzontale*".

La sismotettonica è un settore altamente specialistico della geologia ed in continuo aggiornamento dal punto di vista scientifico anche con riferimento allo stato dell'arte della classificazione sismica del territorio nazionale. Pertanto si ritiene necessario definire procedure codificate ed uniformi di redazione e istruttoria degli studi sismotettonici presentati dai gestori delle dighe in ottemperanza alla citata norma tecnica, al fine della rivalutazione della pericolosità sismica di base dei siti delle grandi dighe.

In tal senso la Direzione Generale per le Dighe e le Infrastrutture Idriche ed Elettriche del Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti ha stipulato un Accordo con l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia finalizzato anche alla "*Definizione di linee-guida per la redazione e le istruttorie degli studi sismotettonici relativi alle grandi dighe, al fine di indirizzare e uniformare per gli aspetti metodologici l'azione della DGDighe e dei gestori di grandi dighe*".

Il presente documento intende offrire utili riferimenti sullo stato dell'arte delle analisi di carattere sismotettonico ed indicazioni riguardo metodologie e contenuti per la valutazione della pericolosità sismica in corrispondenza di uno sbarramento.

Si ringraziano gli Autori dello studio Dott. Roberto Basili, Dott.ssa Vera D'Amico, Dott. Carlo Meletti e Dott. Gianluca Valensise per il prezioso contributo scientifico offerto nell'ambito dell' Accordo.

1. Dati disponibili e metodiche da utilizzare per l'analisi sismotettonica

1.1. Introduzione

I dati di ingresso formano forse l'aspetto più critico di qualunque studio sismotettonico e analisi di pericolosità sismica. Grazie a una serie di circostanze predisponenti, come la stagione di studi propedeutica alla mai avviata stagione dell'energia nucleare nel nostro paese, alla vitalità delle istituzioni scientifiche preposte e grazie soprattutto a scelte lungimiranti dei principali attori di questo ambito, tra cui le istituzioni scientifiche stesse e il Dipartimento della Protezione Civile, l'Italia vanta un primato mondiale per la ricchezza, la qualità e l'accessibilità dei dati di sismicità disponibili.

In questo capitolo verranno descritte sinteticamente le principali banche-dati sismologiche permanenti oggi fruibili via Internet. La loro utilità e le condizioni di utilizzabilità verranno invece discusse nel Capitolo 3 "Linee-guida per studi sismotettonici e rivalutazione della pericolosità sismica". Va rilevato che le banche-dati considerate fanno riferimento esclusivamente all'Italia e ai mari che la circondano, ma in due casi, rispettivamente relativi alla sismicità storica e alla sismogenesi, rappresentano il punto di partenza di esperienze che sono state poi estese all'intera Europa, sempre sotto il coordinamento dell'INGV, nell'ambito del progetto comunitario SHARE (Seimic Hazard HARmonization in Europe: http://www.share-eu.org/).

Va ricordato che tutte le banche-dati che verranno descritte in questo capitolo sono attualmente oggetto di una riorganizzazione e armonizzazione all'interno del progetto European Plate Observation System (EPOS), che si trova oggi in una fase denominata "Implementation Phase" (https://www.epos-ip.org) e che includerà anche banche-dati di natura diversa, sempre nell'ambito delle Geoscienze. Le istituzioni di ricerca italiana partecipano anche alla riorganizzazione delle banche-dati alla scala nazionale. L'esito di questo processo sarà quello di poter disporre di tutte queste banche-dati in un *hub* unitario e interoperabile a scala europea, dal quale sarà possibile accedere con facilità a tutti i dati. Ne consegue che i dati raccolti diventeranno un riferimento irrinunciabile per qualsiasi analisi di pericolosità sismica.

1.2. Banche-dati sismologiche

Le banche dati sismologiche di riferimento sono tutte gestite in esclusiva dall'INGV, sulla base di dati acquisiti attraverso le proprie reti di monitoraggio, per la parte strumentale, e grazie a ricerche svolte a partire dagli anni '80 dall'Istituto Nazionale di Geofisica (ING) e da diverse istituzioni operanti nel Gruppo Nazionale di Difesa dai Terremoti (GNDT), per la parte storica. Il GNDT era nato sotto l'egida del CNR come erede del Progetto Finalizzato Geodinamica (PFG), che ha chiuso il suo ciclo vitale intorno alla metà degli anni 80', ed è stato poi a sua volta assorbito dall'INGV alla sua nascita, tra il 1999 e il 2001.

In questa sede non entreremo nel dettaglio della sismologia strumentale, se non per ricordare che l'INGV gestisce in effetti una costellazione di banche-dati concatenate, tutte consultabili via Internet (http://istituto.ingv.it/l-ingv/archivi-e-banche-dati/). Tra queste spicca il portale **INGV-Centro Nazionale Terremoti** (http://cnt.rm.ingv.it/: Figura 1.1), che dal 1° marzo 2017 ha sostituito il *database* **ISIDe** (Italian Seismological Instrumental and parametric Data-base: ISIDe Working Group, 2016).

Per quanto riguarda invece la sismicità storica va innanzi tutto rilevato che, a differenza di quello che avviene in molte altre nazioni, la catalogazione avviene oggi con criteri e con una interfaccia omogenea per tutti i terremoti di epoca sia strumentale che pre-strumentale (a partire dall'anno 1000). Più in dettagio il sistema si presenta oggi configurato secondo tre stadi concatenati, che riflettono anche l'evoluzione istituzionale dell'INGV e dei diversi gruppi di ricerca che in esso sono confluiti.

Il primo di questi stadi è rappresentato dal **Catalogo dei Forti Terremoti in Italia** (CFTI), un progetto avviato all'ING nel 1995 con la pubblicazione di un primo volume corredato da CD (Boschi et al., 1995). Il CFTI è stato ideato per raccogliere i risultati di ricerche finalizzate svolte tra il 1983 e il 1995 e provenienti da due bacini di informazioni independenti: le ricerche svolte tra il 1983 e il 1986 dalla società SGA (Storia Geofisica Ambiente) per conto dell'ENEL nel quadro del Piano Energetico Nazionale, e quello, complementare al pri-

mo, progressivamente creato dall'ING con ricerche a carattere monografico sui più forti terremoti di diverse aree geografiche italiane e dell'area mediterranea. Per il solo periodo 1000-1980 il CFTI ha analizzato 259 eventi, scelti fra i più rilevanti nell'intero territorio nazionale ed aree limitrofe. Alla prima versione del CFTI (v. fig.1.0) hanno fatto seguito due versioni progressivamente arricchite di dati ed elaborazioni (v. 2.0 -Boschi et al., 1997; v. 3.0 - Boschi et al., 2000). La versione di riferimento oggi è il CFTI4Med, un catalogo esteso ai forti terremoti di area mediterranea (Figura 1.2) pienamente fruibile via Internet (Guidoboni et al., 2007: http://storing.ingv.it/cfti4med/)

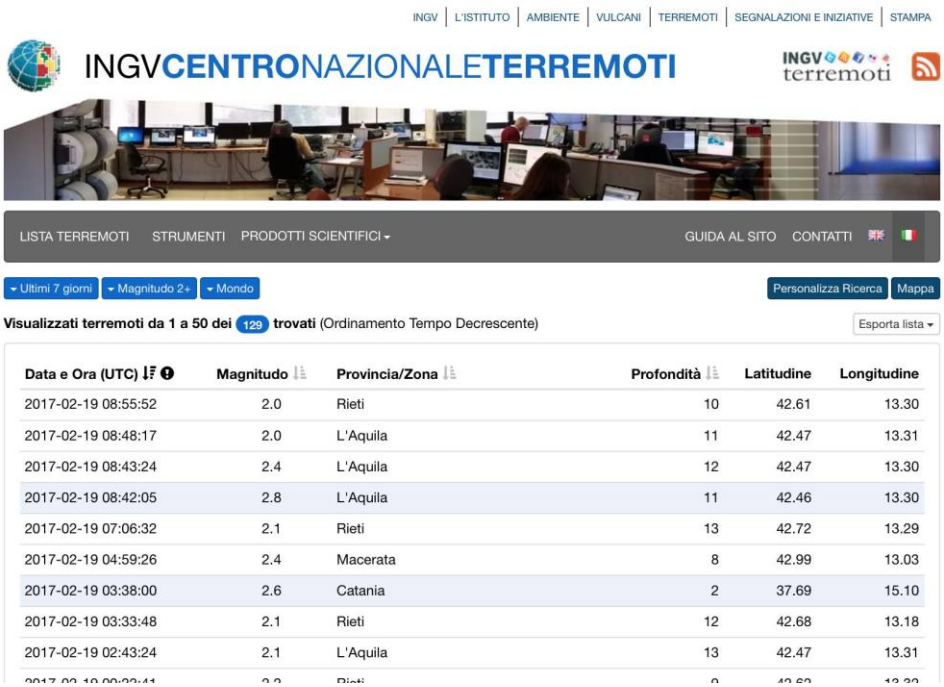


Figura 1.1 – Frontespizio del portale del Centro Nazionale Terremoti, che sta per sostituire il database ISIDe.

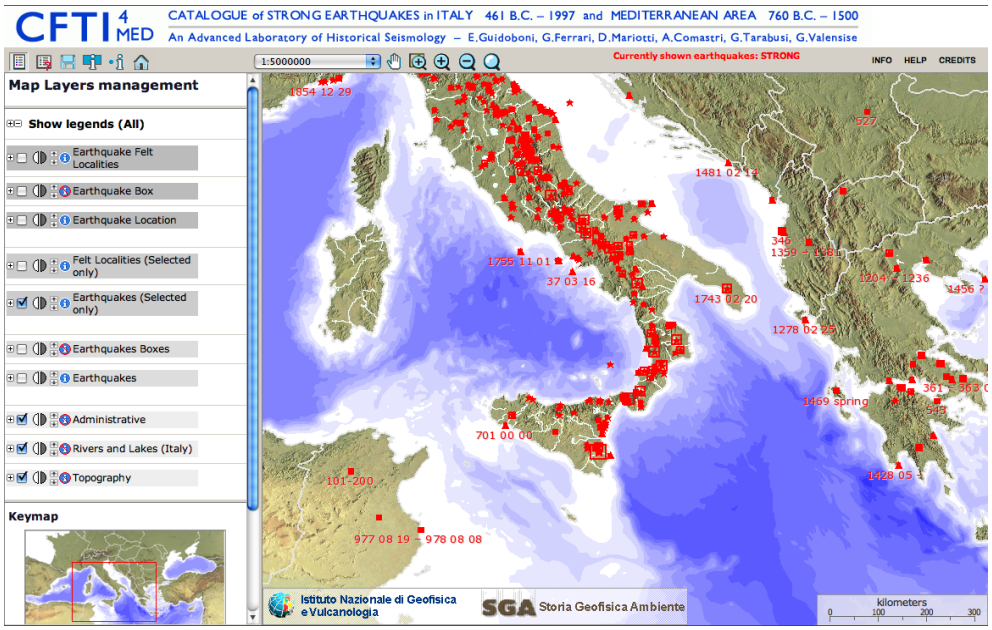


Figura 1.2 – Frontespizio del Catalogo dei Forti Terremoti in Italia e nell'area mediterranea nella versione accessibile via Internet (Guidoboni et al., 2007).

Il **Database Macrosismico Italiano** (DBMI15: Locati et al., 2015) è invece la banca-dati di riferimento per il quadro macrosismico di dettaglio di tutti i terremoti noti avvenuti tra l'anno 1000 e il 2014. DBMI15 è erede di un percorso ventennale avviato nel 1995-1996 dalla linea di ricerca "Sismicità" del GNDT, culminato nel 1997 con la pubblicazione della prima versione del Database delle Osservazioni Macrosismiche-DOM4.1 (Monachesi e Stucchi, 1997), poi evoluto nelle versioni successive DBMI04 e DBMI11. Il DBMI fornisce un set di dati di intensità macrosismica relativo ai terremoti italiani utilizzando studi di autori ed enti diversi, sia italiani che di paesi confinanti (Francia, Svizzera, Austria, Slovenia e Croazia); per I terremoti più forti il riferimento sono quasi sempre gli studi presentati dal CFTI, mentre per I terremoti minori il DBMI fa largo uso di studi anche recentissimi pubblicati nella letteratura specialistica.

I dati di intensità macrosismica sono raccolti e organizzati nel DBMI per diverse finalità. La principale è fornire una base di dati per la determinazione dei parametri epicentrali dei terremoti (localizzazione e stima di magnitudo) per la compilazione del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI). L'insieme di questi dati consente inoltre di elaborare le "storie sismiche" di migliaia di località italiane, vale a dire l'elenco degli effetti di avvertimento o di danno, espressi in termini di gradi di intensità, osservati nel corso del tempo a causa di terremoti (Figura 1.3).

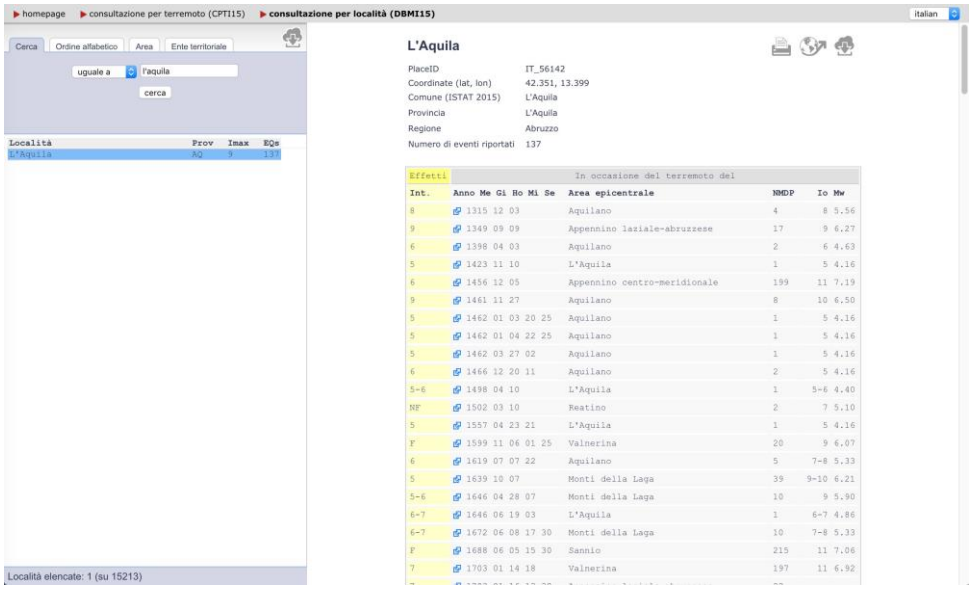


Figura 1.3 – Consultazione della storia sismica di L'Aquila utlizzando il DBMI15 (http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/).

A sua volta il **Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani** (CPTI) è l'erede naturale del "Catalogo dei Terremoti Italiani dall'anno 1000 al 1980" del Progetto Finalizzato Geodinamica, pubblicato nel 1985 (Postpischl, 1985). Il lavoro era partito da un esame dettaglatio di quanto già riportato nel catalogo elaborato dall'ENEL (ENEL, 1977), avviando una ricerca che ebbe il merito di ridare dignità e importanza ad un intero settore disciplinare, quello della Sismologia storica. Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani è l'erede di quella stagione. La sua prima versione, risalente al luglio del 1999 (CPTI99; Gruppo di Lavoro CPTI, 1999), fu concepita come catalogo di consenso all'interno della comunità scientifica del settore per unificare e omogeneizzare, attraverso procedure di stima dei parametri uguali per tutti i terremoti, tutte le informazioni disponibili sui terremoti italiani fino ad allora prodotte da fonti diverse o riportate da cataloghi tra loro alternativi (NT4.1, Camassi e Stucchi, 1997; CFTI 1.0 e 2.0, Boschi et al., 1995, 1997). Nel 2004 fu rilasciata una seconda versione (CPTI04; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) utilizzata per la compilazione della Mappa di Pericolosità Sismica del territorio nazionale MPS04 (Gruppo di Lavoro MPS, 2004; Stucchi et al., 2011). La terza versione pubblica, denominata CPTI11 (Rovida et al., 2011), è stata rilasciata a dicembre 2011. Insieme ad un profondo aggiornamento dei dati di base sia macrosismici (raccolti nella versione DBMI11 del Database Macrosismico Italiano; Locati et al., 2011), sia strumentali, altre importanti innovazioni riguardavano la struttura, con la presenza contemporanea di parametri macrosismici e strumentali (oltre a una determinazione

preferita), e l'inclusione di numerose repliche e *foreshocks*. Per contro, per motivi di tempo, erano stati considerati solo dati macrosismici pubblicati prima del 2007 senza aggiornare né le relazioni empiriche per l'omogeneizzazione delle magnitudo strumentali, né le procedure di calcolo dei parametri macrosismici. Grazie anche agli sviluppi metodologici maturati nell'ambito di diversi progetti comunitari (si veda ad esempio il *database* AHEAD: Locati et al., 2014) e al considerevole quantitativo di nuovi dati di intensità pubblicati negli ultimi anni, insieme alla nuova versione del database macrosismico DBMI si è realizzato un profondo aggiornamento del catalogo, denominato CPTI15 (Rovida et al., 2016: Figura 1.4).

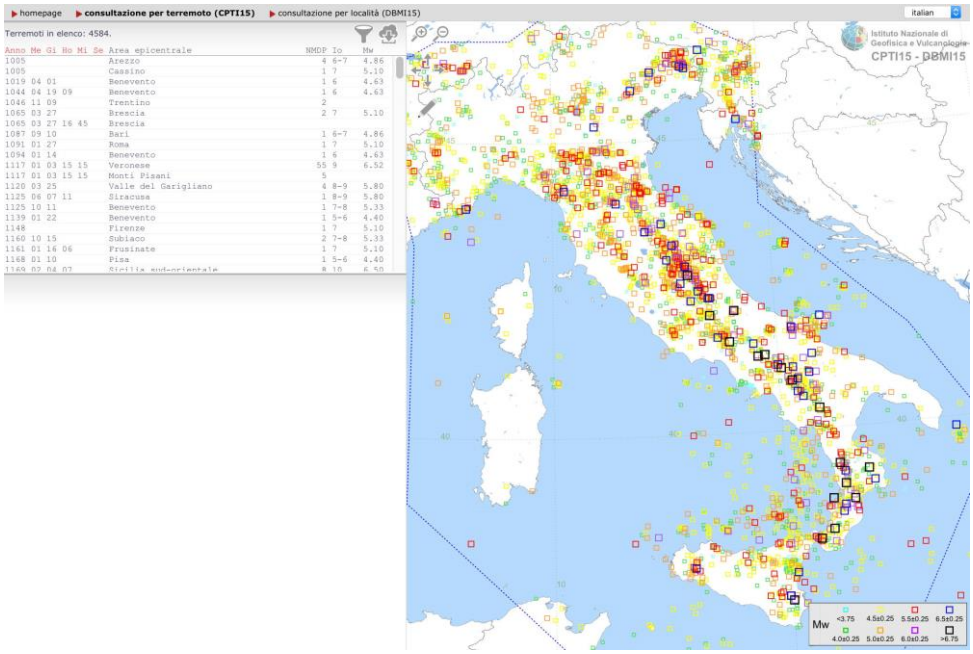


Figura 1.4 – Consultazione del CPTI15: accesso per singolo terremoto (http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/)

Dato il loro stretto legame, DBMI e CPTI tendono a essere pubblicati allo stesso tempo e usando una stessa numerazione (DBMI**04**-CPTI**04**, DBMI**11**-CPTI**11**), ma in due diversi siti web, uno dedicato a DBMI, e uno a CPTI. Con la versione 2015 si è deciso di rendere disponibile le due banche dati DBMI15 e CPTI15 da un unico punto di accesso *online*, al fine di rendere più comoda e funzionale la consultazione (http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/).

1.3. Banche-dati accelerometriche e di previsione del moto del suolo

L'INGV gestisce tre portali che forniscono dati accelerometrici aggiornati ed elaborazioni. **ITACA**, **ISMD** e **Synthesis**. Nella sezione che segue illustriamo sinteticamente le tre iniziative.

La banca-dati accelerometrica **ITACA** (Luzi et al., 2008; Pacor et al., 2011), di cui è oggi disponibile la v. 2.1, contiene i dati *strong motion* e I relativi metadati acquisiti dalle principali reti accelerometriche che hanno operato in Italia tra il 1972 e il mese di ottobre 2015. E' stata sviluppata nell'ambito di una collaborazione tra INGV e Dipartimento della protezione Civile. ITACA v. 2.1 contiene 25.222 forme d'onda a tre componenti, di cui 14801 riviste manualmente da personale specializzato, relative alla registrazione di 1365 terremoti con magnitudo > 3.0. I dati sono stati registrati dalla rete Accelerometrica Nazionale (RAN) gestita dal Dipartimento della Protezione Civile, dalla Rete Sismica Nazionale dell'INGV Ie da alcune reti regionali e internazionali gestite da realtri soggetti. Oltre a consentire la selezione e il download di forme d'onda accelerometriche (processate e non-processate) e i relativi spettri di risposta, il portale di ITACA consente agli utenti di ricavare dati sui terremoti e sulle caratteristiche delle singole stazioni (Figura 1.5). Gli eventi successivi al 31 dicembre 2015 e aventi magnitudo > 4.0 sono invece disponibili sul sito dello European Strong-Motion data-

base (ESM: http://esm.mi.ingv.it/), sviluppato nell'ambito del consorzio europeo ORFEUS e della piattaforma europea EPOS.

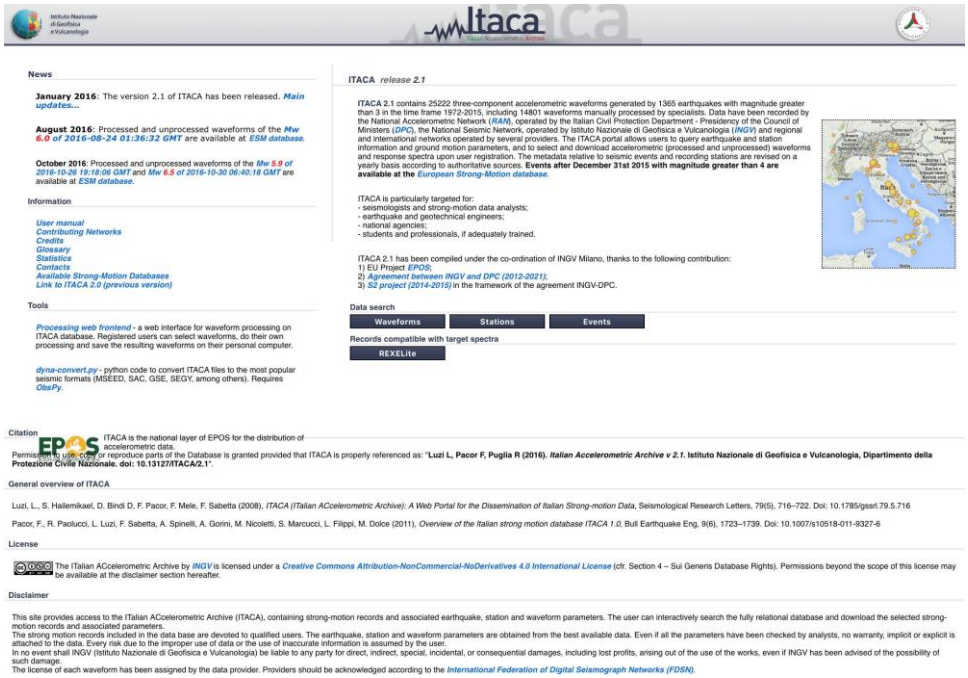


Figura 1.5 – Frontespizio della banca-dati denominata ITACA.

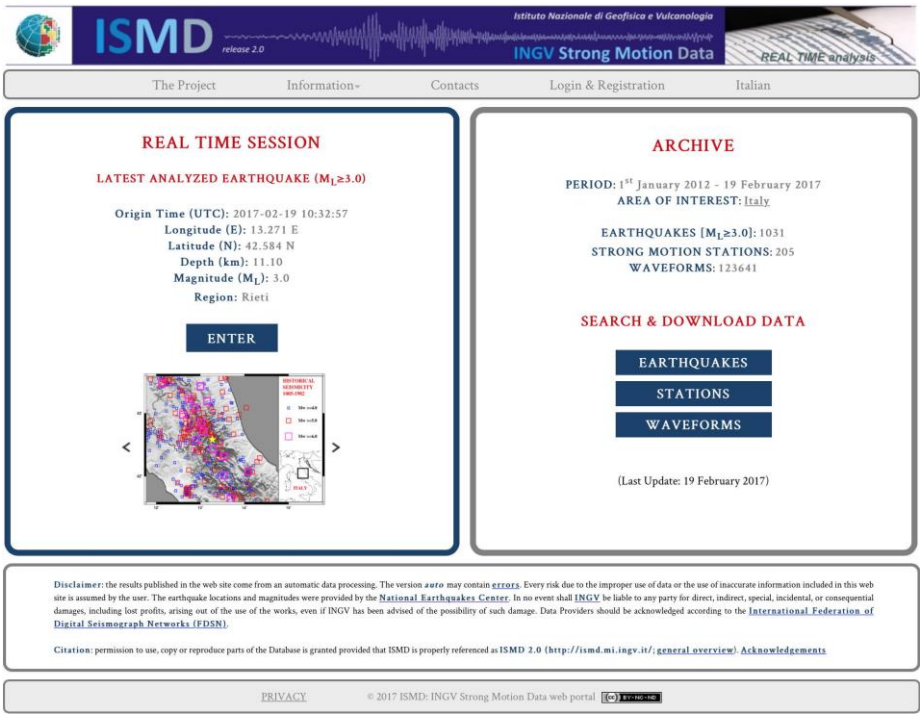


Figura 1.6 – Frontespizio della banca-dati ISMD (Italian Strong-Motion Data: Massa et al., 2014; http://ismd.mi.ingv.it).

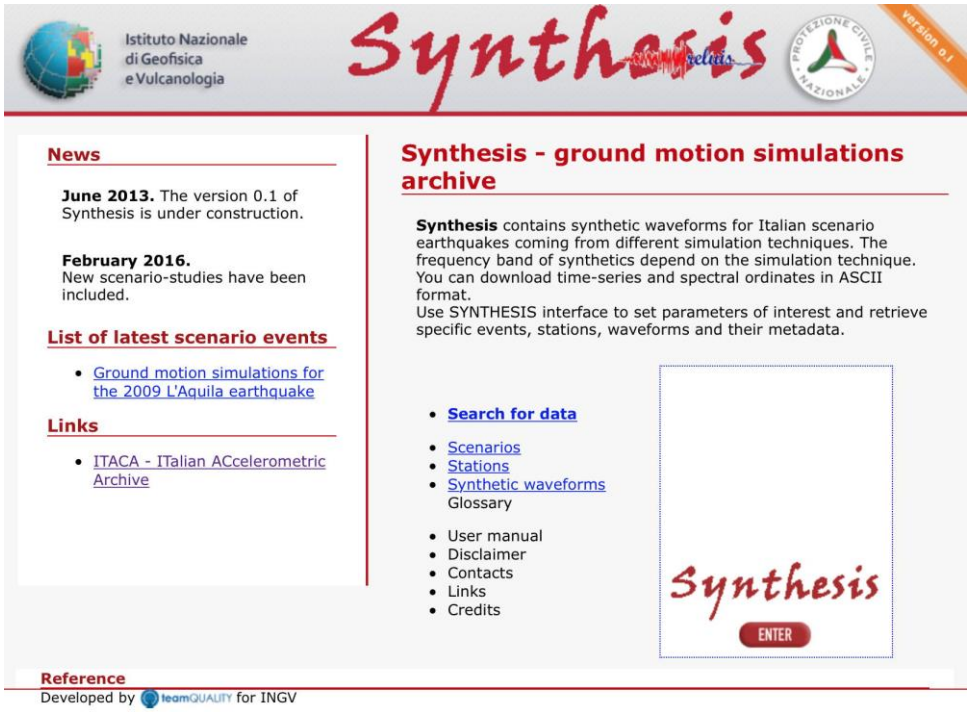


Figura 1.7 – Frontespizio dell'archivio denominato Synthesis, ideato nel 2013 dai ricercatori e tecnologi della sezione di Milano dell'INGV (http://synthesis.mi.ingv.it/synthesis/).

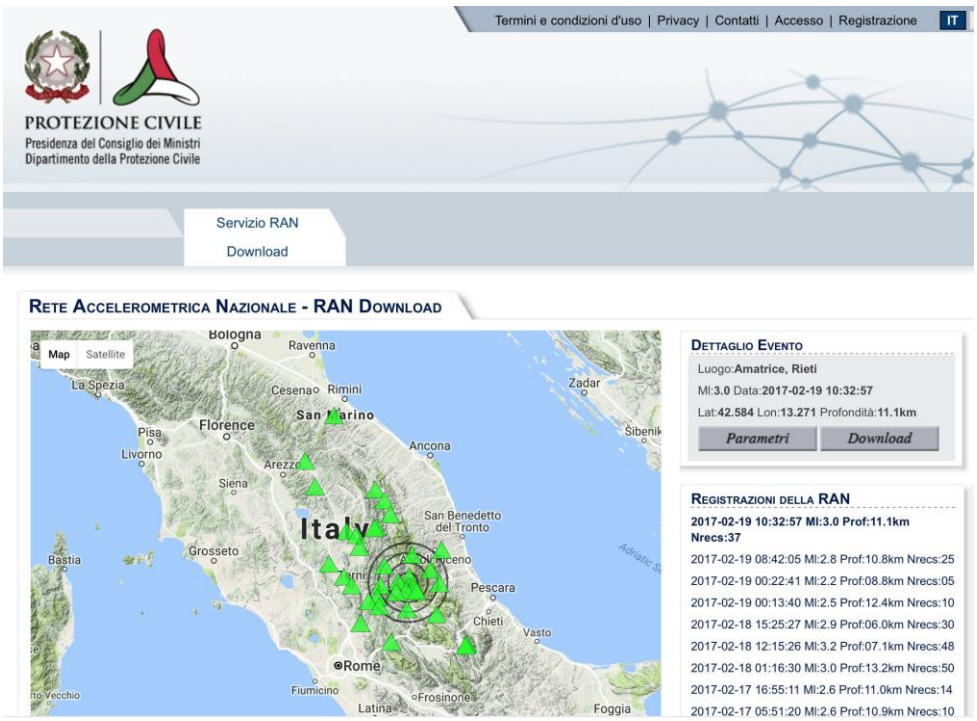


Figura 1.8 – Sito web della Rete Accelerometrica Nazionale gestita dal Dipartimento della Protezione Civile (http://ran.protezionecivile.it/).

Il portale denominato **INGV Strong Motion Data** (ISMD) http://ismd.mi.ingv.it/) fornisce in *quasi real-time* le forme d'onda accelerometriche dei terremoti avvenuti in Italia con magnitudo locale (M_L) ≥ 3.0. I dati pubblicati sono registrati dalle stazioni accelerometriche della Rete Sismica Nazionale (RSN) gestita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), oltre che dalle stazioni accelerometriche appartenenti a reti sismiche regionali in convenzione di scambio dati con l'INGV. La versione 1.0 del portale ISMD è stata sviluppata nel corso del 2011 ed è stata pubblicata per la prima volta ad inizio 2012, con lo scopo di uniformare e rendere regolare la distribuzione dei dati registrati dalle stazioni accelerometriche della RSN tramite un unico portale web in grado di distribuire dati acquisiti e processati con procedure standard (Figura 1.6).

Il portale **Synthesis**, il più recente dei tre portali, contiene forme d'onda sintetiche per un alcuni terremoti italiani selezionati. Le forme d'onda sono state ottenute mediante diverse tecniche di simulazione: l'intervallo di frequenza coperto da ogni accelerogramma sintetico dipende dalla tecnica di simulaizone utilizzata. Il portale consente di scaricare in formato ASCII sia le serie temporali, sia le ordinate spettrali. Anche il portale Synthesis è stato sviluppata nell'ambito di una collaborazione tra INGV e Dipartimento della protezione Civile (Figura 1.7).

Un ulteriore strumento a disposizione degli operatori nel campo della pericolosità sismica è la **Rete Accelerometrica Nazionale** (RAN) gestita dal Dipartimento della Protezione Civile, che a partire dal luglio 1998 ha ripreso, ampliato e modernizzato una rete che in precedenza apparteneva all'ENEL. La RAN attualmente è costituita da 528 postazioni digitali provviste di un accelerometro, un digitalizzatore, un modem/router per trasmettere i dati digitalizzati via GPRS e un ricevitore GPS. Di queste 528 stazioni, 198 sono collocate all'interno di cabine di trasformazione elettrica di ENEL Distribuzione, mentre le rimanenti 330 sono collocate in siti di proprietà pubblica. Al *database* della RAN affluiscono in tempo quasi reale numerosi dati provenienti da altre reti accelerometriche di proprietà pubblica, in base a intese programmatiche e a convenzioni. I parametri e le forme d'onda sono archiviati automaticamente nel database centrale e sono poi resi disponibili via Internet (http://ran.protezionecivile.it: Figura 1.8).

1.4. Banche-dati geologiche e geofisiche

A differenza di tutte le banche dati precedenti, che descrivono da diverse angolature le caratteristiche e gli effetti di terremoti che sono già avvenuti, le banche-dati geologiche e geofisiche hanno come obiettivo primario quello di fornire una base di dati utile a caratterizzare la sismogenesi, ovvero i terremoti del futuro, da un punto di vista duplice:

a) il primo riguarda la distribuzione spaziale delle faglie attive che possono partecipare a tali terremoti, sia come sorgente primaria che come elementi rimobilizzati passivamente per effetto del terremoto stesso;
b) il secondo riguarda la definizione della magnitudo attesa e della distribuzione dello scuotimento che tali terremoti potranno generare.

La banca-dati **ITHACA** (ITaly HAzard from CApable faults, Figura 1.9), fondata e gestita dall'ISPRA (in precedenza APAT) a partire dal 2000 (Michetti et al., 2000), risponde ai quesiti posti al precedente punto a), ovvero a valutare il cosiddetto *surface faulting hazard* (pericolosità da fagliazione superficiale). A sua volta la banca-dati **DISS** (Database of Individual Seismogenic Sources, Figura 1.10, 1.11), ideata all'INGV (allora ING) tra il 1997 e il 2000 e pubblicata poi nel 2001 (Valensise e Pantosti, 2001a), risponde ai quesiti di cui al punto b), ovvero fornisce la base per la valutazione del *ground shaking hazard* (pericolosità da scuotimento), sia nel quadro di analisi di tipo probabilistico sia per valutazioni di stampo deterministico (scenari).

Dunque ITHACA e DISS sono due banche-dati di riferimento a scala nazionale che affrontano due aspetti diversi e complementari della pericolosità sismica. Le loro caratteristiche di dettaglio possono essere desunte dalle pubblicazioni che le descrivono (Michetti et al., 2000, per ITHACA; Valensise e Pantosti, 2001a, Basili et al., 2008, e Basili et al., 2009, per DISS), oltre che dalle informazioni riportate nei rispettivi siti web (si veda http://sgi.isprambiente.it/geoportal/catalog/content/project/ithaca.page per il *database* ITHACA; http://diss.rm.ingv.it/diss/index.php/help/14-knowledge-base per DISS. In questa sede ci limiteremo a discutere le loro caratteristiche più generali e a sottolineare le loro differenze e le loro complementarietà (Tabella 1.1). A questo riguardo si noti che già dal 2016 il Dipartimento della Protezione Civile ha varato un piano per

la progressiva "Integrazione DISS e ITHACA", il cui obiettivo è la progettazione dei requisiti tecnici e scientifici per garantire nell'arco di un triennio la totale interoperabilità tra questi due *database*.

ITHACA è una compilazione per certi versi più tradizionale, che restituisce in forma georeferenziata informazioni su un gran numero di elementi tettonici di superficie, e in particolare sulle faglie capaci, definite come quelle faglie attive che possono determinare una deformazione in superficie o in prossimità di essa. Si tratta dì uno strumento utilizzabile per analisi di pericolosità ambientale e sismica, per la pianificazione territoriale e per la pianificazione degli interventi durante le emergenze di protezione civile. Può essere inoltre di supporto alla ricerca per la comprensione dell'evoluzione recente del paesaggio alla mesoscala. Questo database raccoglie quindi prevalentemente informazioni su faglie superficiali, definite in modo bidimensionale. Come tale è dichiaratamente incompleta sia per quanto riguarda le faglie cosiddette "cieche" (*blind faults* nella letteratura anglosassone), sia relativamente alle faglie che si trovano in mare.Trattandosi di una banca-dati a scala nazionale, le faglie sono mappate ad una scala approssimativa pari a 1:100.000.

DISS è a sua volta un repositorio georiferito di informazioni sismotettoniche, che come si è detto è stato espressamente sviluppato per applicazioni nell'ambito della valutazione della pericolosità sismica da scuotimento (*ground shaking hazard*) alla scala nazionale e locale. Può inoltre essere utilizzato nell'ambito di modelli geodinamici e per comprendere l'evoluzione recente del paesaggio alla scala delle strutture sismogenetiche stesse (10-50 km). Il contenuto del *database* è costituito da sorgenti sismogenetiche rappresentate in tre dimensioni, ottenute parametrizzando la geometria e la cinematica di faglie e sistemi di faglie attive ritenute in grado di generare terremoti di M 5.5 e superiore. Le sorgenti censite nel DISS appartengono a due tipologie fondamentali (Figura 1.12): le Sorgenti Sismogeniche Individuali (ISS), ideate per descrivere nel dettaglio le faglie responsabili di forti terremoti già avvenuti, e le Sorgenti Sismogeniche Composite, ideate per descrivere con un dettaglio necessariamente minore sistemi di faglia estesi.

	ITHACA	DISS
Obiettivo primario	Censire e parametrizzare le faglie attive e capaci presenti sul territorio nazionale	Censire e parametrizzare le sorgenti sismogenetiche presenti sul territorio nazionale
Contenuto informativo	E' una compilazione di dati originali e di dati pubblicati (non necessariamente rivisti)	Contiene solo ipotesi di sorgente sismogenetica certificate dagli autori del *database* stesso
Completezza	Non necessariamente completa: sono mappate solo faglie di superficie e in terraferma (salvo eccezioni)	Non *completa* attraverso le *Individual Sources*. Punta ad essere *completa* attraverso le *Composite Sources*
Tipo di rappresentazione	Bidimensionale (di dettaglio)	Tridimensionale (semplificata)
Rapporti con sismicità	Occasionalmente associa faglie a terremoti	Associa faglie a terremoti attraverso le *Individual Sources*
Utilizzo	Può essere base di partenza per studi di microzonazione e indagini di geologia di superficie, ma non per analisi di scuotimento	Serve per analisi di scuotimento o per modelli tettonici e geodinamici, ma non può essere base di partenza per microzonazione sismica
Accessibilità	Via Web-GIS e servizi WFS	Via Web-GIS e Google Earth (servizi WFS in corso di implementazione)
Ultima versione /indirizzo web	Aggiornamenti semestrali non agganciati a un numero di versione - http://sgi.isprambiente.it/geoportal/catalog/content/project/ithaca.page	Aggiornamenti periodici a cadenze non regolari – Versione attuale: 3.2.0 del giugno 2015. http://diss.rm.ingv.it/diss/

Tabella 1.1 – Sintesi comparativa delle caratteristiche attuali delle banche-dati ITHACA, curata dall'ISPRA, e DISS, curata dall'INGV.

Il DISS si è proposto come uno strumento decisamente innovativo, tanto da essere esteso alla scala europea nell'ambito del progetto SHARE (banca-dati "European Database of Seismogenic Faults-EDSF:

http://diss.rm.ingv.it/share-edsf/) e da diventare anche un modello di riferimento nel quadro del'iniziative Global Earthquake Model (GEM: https://www.globalquakemodel.org/what/seismic-hazard/active-faults-database/; sul tema si veda anche Haller e Basili, 2011).



Figura 1.9 – Frontespizio della banca-dati denominata ITHACA-Catalogo delle Faglie Capaci (ITaly HAzard from CApable faults), ideata e mantenuta dall'ISPRA e precedentemente dall'APAT (http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci).

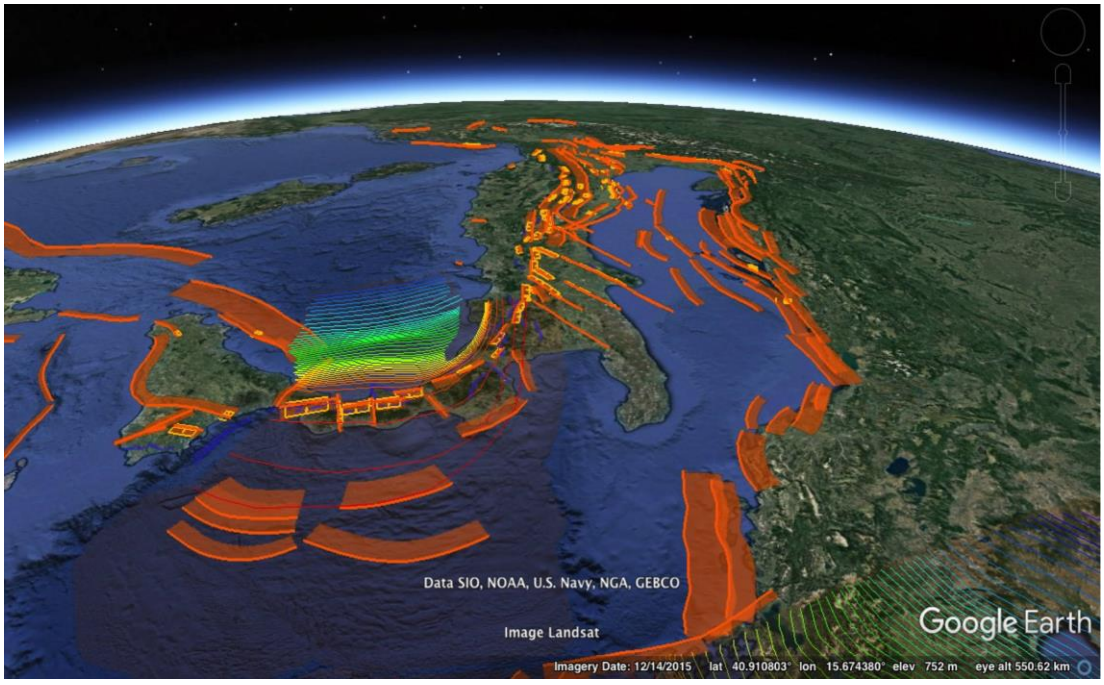


Figura 1.10 – Rappresentazione della banca-dati denominata DISS nella versione resa disponibile nel formato denominato Google Earth™ KML (Keyhole Markup Language).

Così come sono stati progettati e costruiti nell'arco di oltre 15 anni, i due *database* raccolgono quindi informazioni tettoniche e strutturali largamente complementari. Concettualmente, DISS censisce solo le strutture primarie, quelle cioè che prendono in carico la maggior parte della deformazione tettonica e, muovendosi in profondità, causano i terremoti principali e il relativo scuotimento. A queste strutture primarie possono essere associate diverse strutture secondarie, che possono essere sede di sismicità minore durante le sequenze sismiche, e in alcuni casi possono arrivare a tagliare direttamente la superficie; queste tuttavia non sono riportate nel DISS se non per i casi di rotture di superficie associate a terremoti storici o recenti studiati con approccio paleosismologico. Il database ITHACA invece mappa invece in due dimensioni tutte quelle faglie - primarie, secondarie e ereditate riattivate - che tagliano la superficie, in alcuni casi riportando anche faglie sepolte ritenute capaci di produrre deformazione del suolo. Le faglie contenute in questo database potrebbero quindi rappresentare l'espressione superficiale diretta o indiretta dell'attività delle sorgenti profonde, sia come risposta della dislocazione sul piano di faglia principale profondo, sia come conseguenza di deformazione cosismica della superficie di natura non strettamente tettonica (ad es. gravitativa). Garantire l'interoperabilità dei due *database* significa quindi consentire una consultazione sinottica delle informazioni, così che le sorgenti sismogeniche siano visualizzate nei loro corretti rapporti spaziali, geometrici e cinematici con le soprastanti faglie capaci.

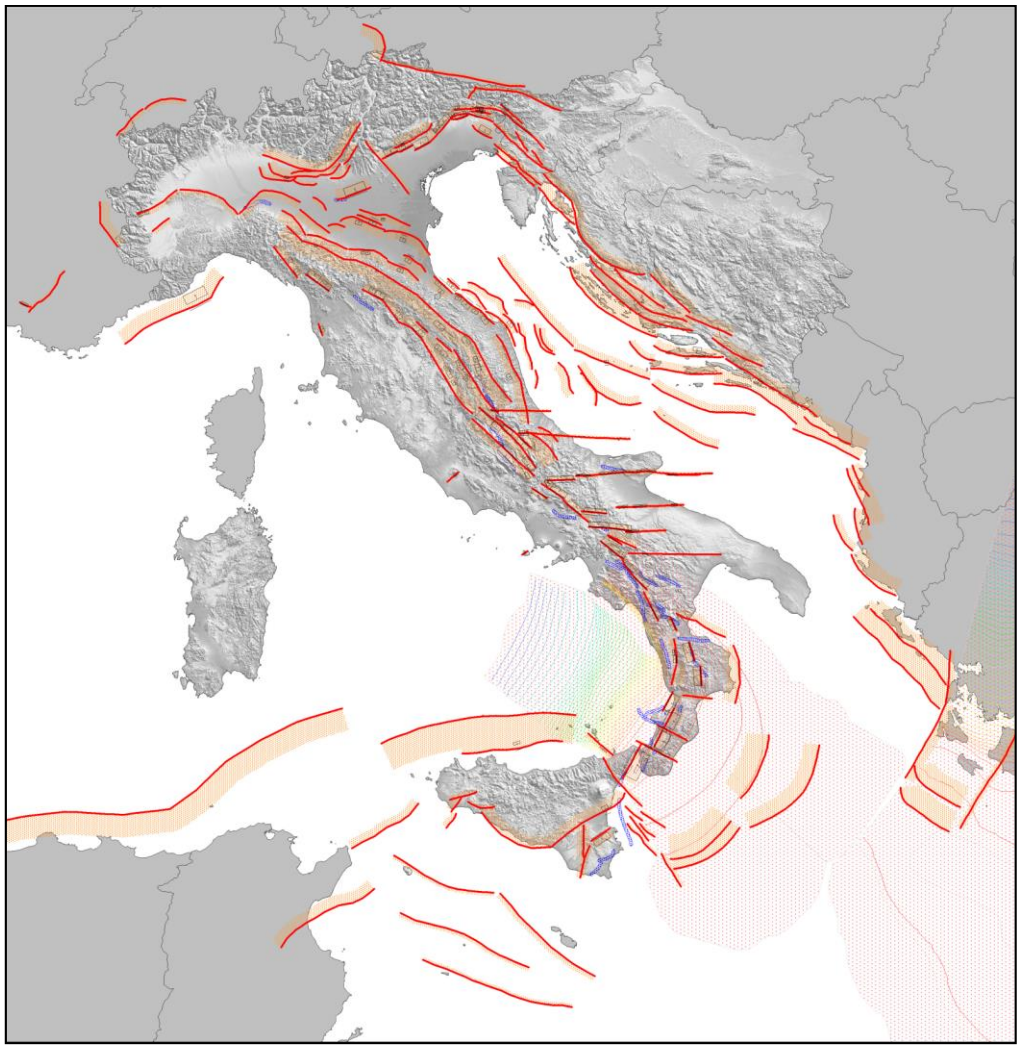


Figura 1.11 – Versione 3.2.1 *beta* della banca-dati DISS, specificamente elaborata come dato di ingresso della Mappa di Pericolosità Sismica denominata MPS16, il cui completamento è previsto per la fine del 2017-inizio del 2018. Si ricorda che le attività in corso per la realizzazione di MPS16 sono state sinteticamente descritte nel Rapporto A, pag. 26.

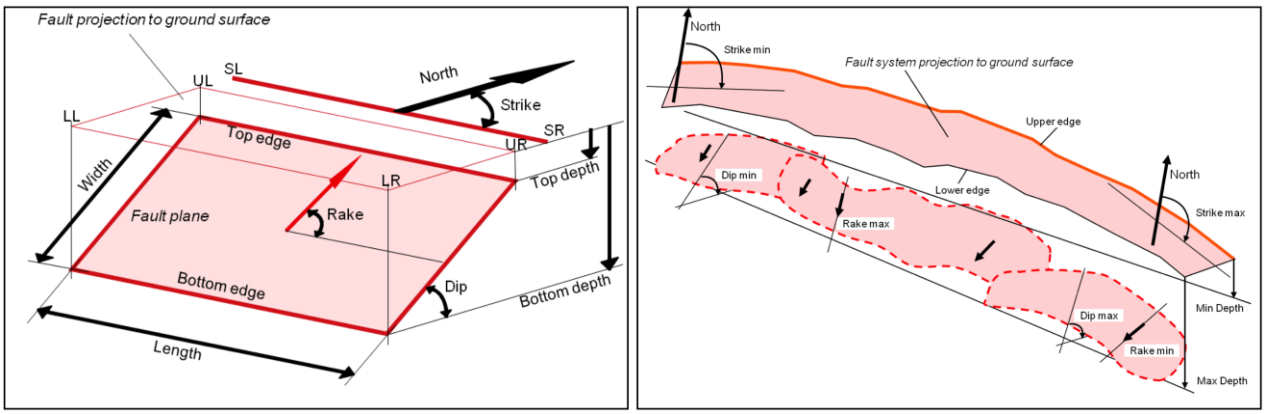


Figura 1.12 – (sinistra) Le **Sorgenti Sismogeniche Individuali (ISS)** sono state ideate per fornire l'informazione più accurata disponibile per le sorgenti meglio identificate, e specificamente per le sorgenti di terremoti strumentali o di terremoti pre-strumentali particolarmente ben vincolati. Tuttavia le **ISS** non ambiscono a rappresentare un set completo. Possono dunque essere utilizzate per studi deterministici di varia natura, ma non come dato di ingresso per calcoli di pericolosità sismica con approccio probabilistico. (destra) Le **Sorgenti Sismogeniche Composite (CSS)** sono state ideate come un *dataset* per quanto possibile esaustivo dell'insieme delle sorgenti sismogeniche potenziali. Questo obiettivo necessariamente implica una minor accuratezza nella loro descrizione spaziale e parametrizzazione rispetto alle ISS. Le CSS vengono utilizzate congiuntamente a cataloghi della sismicità per elaborare modelli probabilistici della pericolosità sismica, e insieme a dati di sforzo e deformazione per indagare processi geodinamici a grande scala.

In considerazione del fatto che le banche-dati DISS e ITHACA risultano centrali nelle indagini sismotettoniche relative alle dighe e come si ribadisce nelle linee-guida elaborate nell'ambito della presente relazione (si veda il Cap. 3), appare opportuno dettagliare meglio quale sia l'attendibilità dei dati che queste compilazioni forniscono.

Per valutare l'attendibilità delle sorgenti sismogenetiche fornite nel DISS è necessario fare riferimento ad almeno due "indici di qualità" distinti:

a) l'esistenza stessa della faglia come sorgente sismogenetica, ovvero la valutazione della sua capacità di produrre terremoti o suoi effetti derivati (si veda ad esempio Basili et al., 2013);
b) la qualità della parametrizzazione della sorgente stessa (si veda ad esempio Basili et al., 2008).

Relativamente a questo secondo aspetto il DISS utilizza uno schema prefissato per classificare la natura - e implicitamente l'affidabilità, secondo una scala decrescente – della fonte di informazione utilizzata per ogni singolo parametro stimato (http://diss.rm.ingv.it/diss/index.php/help/2-non-categorizzato/70-data-origin). In pratica si possono avere sorgenti con varie combinazioni di "certezza" tra *esistenza* e *parametrizzazione*. Ad esempio, di una faglia che ha generato un forte terremoto abbiamo la certezza che esiste ma potremmo sapere poco o quasi nulla sulle sue caratteristiche; viceversa, di una faglia che è stata accuratamente studiata dal punto di vista geologico potremmo conoscere molto bene le caratteristiche geometriche e strutturali, ma se è silente da tanto tempo potremmo avere una conoscenza scarsissima o nulla sulla sua effettiva capacità di generare forti terremoti.

Come tutti i database di questo tipo, il DISS riporta sorgenti sismogenetiche "*to the best of the available knowledge*", come evince anche dal Disclaimer Notice che si trova sul sito (http://diss.rm.ingv.it/diss/index.php/54-database-access). Le sorgenti hanno un grado di definizione variabile, da quelle basate su dati strumentali e geologici di superficie e sottosuolo, e quindi molto ben vincolate, a quelle basate solo su dati geologici di superficie e su debole evidenza storica, e quindi soggette a maggiori incertezze. Ne consegue che le sorgenti proposte nel DISS sono valide nella misura in cui rappresentano la migliore ipotesi formulabile ad oggi, ma restano un prodotto scientifico soggetto ad auspicabile miglioramento.

Per quanto riguarda invece ITHACA va in prima istanza sottolineato ancora una volta, come già accennato in Tabella 1.1, che si tratta di una compilazione di dati sia originali, e quindi in qualche misura certificati dai suoi autori, sia tratti dalla letteratura, dunque non necessariamente rivisti e certificati. Questa caratteristica ha due implicazioni importanti:

a) il dato fornito da ITHACA deve essere sempre confrontato con attenzione con il dato fornito da DISS, perché se in corrispondenza di una faglia proposta da ITHACA non esiste nel DISS una sorgente sismogenetica potremmo trovarci di fronte a una faglia erroneamente indicata come attiva, o ad una faglia attiva alla quale erroneamente non viene riconosciuto un potenziale sismogenetico;
b) il dato fornito da ITHACA viene proposto ad una scala spaziale molto variabile (es. da 1:50.000 a 1:1.000.000) a seconda che si tratti di dato originale o di dato tratto da letteratura. L'utente deve essere ben consapevole di questa caratteristica, che contrasta con le prerogative tecniche dei moderni sistemi GIS e può dare un'idea distorta dell'accuratezza con cui è realmente nota la localizzazione della faglia.

Anche per ITHACA valgono poi le stesse considerazioni già espresse riguado al DISS, seppure con sfumature diverse, e cioè che le faglie proposte sono un prodotto scientifico auspicabilmente destinato a migliorare nel tempo.

2. Fagliazione superficiale: valutazione del potenziale impatto

2.1. Introduzione

Negli ultimi anni è grandemente aumentata la percezione del fatto che nella valutazione della pericolosità sismica oltre a tenere conto del *ground shaking hazard* è necessario considerare attentamente anche il ruolo potenzialmente giocato dal *surface faulting hazard*, particolarmente nel caso di infrastrutture critiche come le centrali di produzione di energia e le dighe. Questa percezione è aumentata fortemente dalla constatazione che il pericolo rappresentato dalla fagliazione superficiale è più insidioso e potenzialmente più grave di quello rappresentato dal semplice scuotimento, per la semplice ragione che è più facile progettare una struttura antisismica che non una struttura in grado di resistere a deformazioni fragili permanenti delle sue fondazioni o – come nel caso in oggetto - delle aree di imposta di una diga.

Nonostante queste premesse si riscontra una preoccupante penuria di studi e analisi sul rapporto tra la scelta dei siti in cui collocare una diga e la presenza di faglie potenzialmente in grado di danneggiarla, non solo in Italia ma anche nel resto del mondo. La spiegazione di questo limitato interesse va forse ricercata nel fatto che la maggior parte delle dighe del mondo, e sicuramente oltre l'80% di quelle italiane, sono state costruite prima degli anni '70 del secolo scorso, un'epoca che ha segnato la definitiva presa di coscienza della pericolosità rappresentata dalla fagliazione superficiale. Il problema che veniva posto in quegli anni riguardava soprattutto l'industria nucleare, che era partita in forma sostanzialmente sperimentale intorno alla metà degli anni '50 ma che già dalla fine degli anni '70 aveva raggiunto piena maturità, con una potenza complessiva installata di oltre 100 GW che sarebbero diventati oltre 300 GW alla fine degli anni '80. Per essere onesti fino in fondo bisognerebbe osservare che il tema della fagliazione superficiale ha tardato ad essere posto al centro dell'attenzione persino dalla comunità scientifica nazionale, che lo ha affrontato solo occasionalmente e solo per iniziativa di un numero limitato di ricercatori non accademici. Su questo tema torneremo nel successivo Par. 2.4.

In questo capitolo vengono delineate le diverse problematiche sottese al tema della fagliazione superficiale, partendo dalle definizioni, proseguendo con una descrizione dell'evoluzione della ricerca sul tema in Italia e concludendo con una carrellata sui metodi per valutare la possibile incidenza del fenomeno.

2.2. Le faglie attive e capaci: definizioni e documentazione

In questa sezione iniziamo a trattare il tema delle faglie attive e capaci, partendo dalle definizioni comunemente accettate e proseguendo con la documentazione tecnico-scientifica disponibile sull'argomento. La carrellata che viene proposta dimostra in modo abbastanza netto come il tema sia per sua natura sfuggente e quanto poco si presti ad essere incasellato in uno schema rigido. Ne consegue una evidente difficoltà nell'elaborare prescrizioni, o anche solo raccomandazioni, per le grandi opere che dovessero ricadere in prossimità di una faglia attiva e capace.

La letteratura internazionale riporta numerose definizioni su cosa è una "faglia attiva". Di seguito se ne elencano alcune ottenute tramite una semplice ricerca su Internet:

1. "*An active fault is a fault which has had displacement or seismic activity during the geologically recent period. In the United States, an active fault is generally defined as a fault which displaced earth materials during the Holocene Epoch (during the last 11,000 or so years before present).*"

2. "*A geologic fault which has exhibited seismic activity within a geologically recent time period.*"

3. "*A fault that is likely to have another earthquake sometime in the future. Faults are commonly considered to be active if they have moved in the past 10,000 years.*"

4 "*A fault on which slip has occurred recently and is likely to occur in the future*"

5 . "*It means a fault along which there is recurrent movement, which is usually indicated by small, periodic displacements or seismic activity*."

6. "*An active seismic source is defined as a fault that has ruptured within the last 35,000 years. The 35,000-year value was selected based on the belief that Holocene activity (the last 10,000 years) is not a sufficiently conservative criterion for elimination of a fault when estimating ground motion for dam design.*"

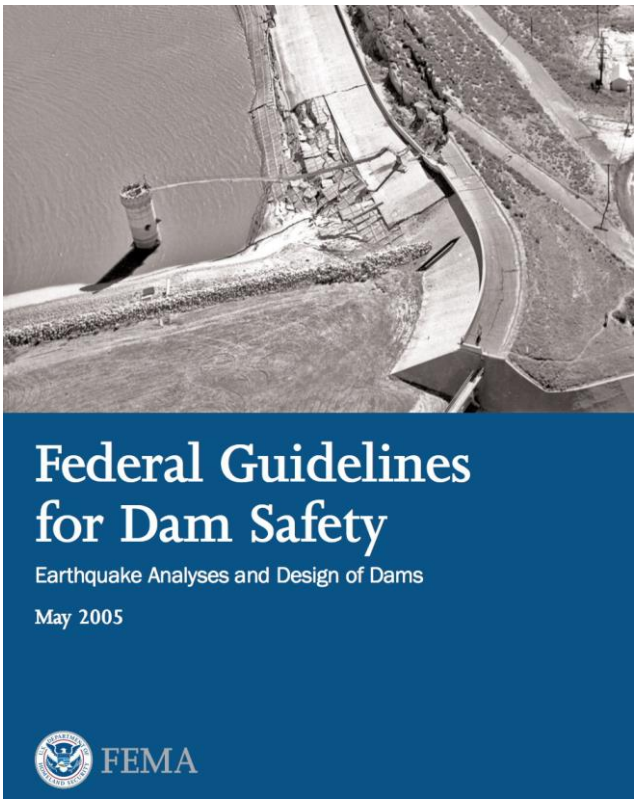


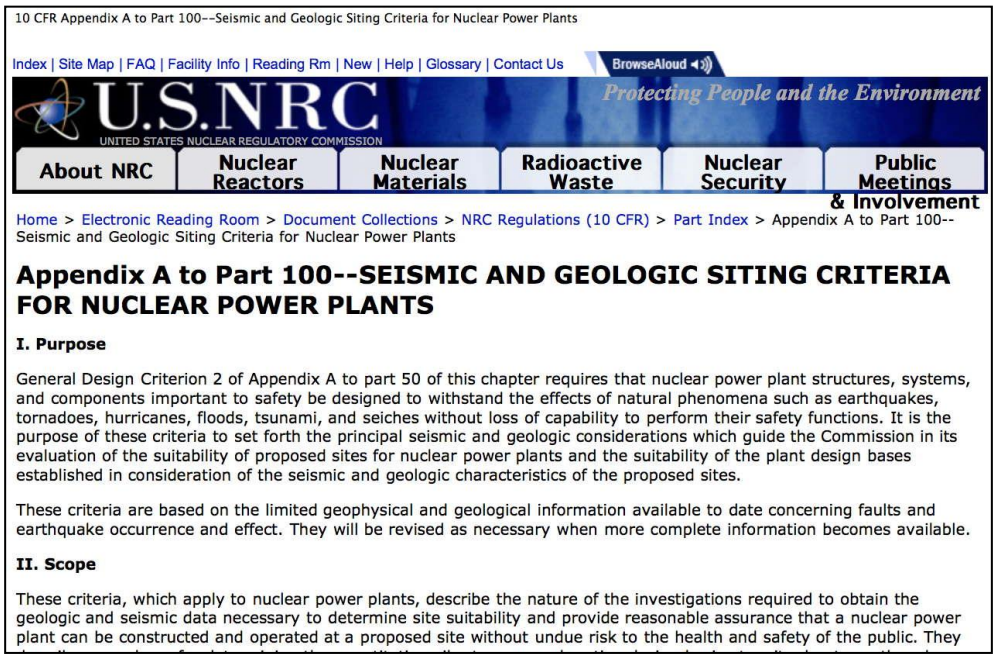
Figura 2.1 – Frontespizio delle Federal Guidelines for Dam Safety: Earthquake Analyses and Design of Dams della FEMA (https://www.fema.gov/media-library-data/20130726-1500-20490-5113/fema-65.pdf). L'immagine in copertina mostra I danni subiti dalla Lower Van Norman Dam a seguito del terremoto di San Fernando (California meridionale) del 9 febbraio 1971.

Si tratta con tutta evidenza di definizioni abbastanza vaghe dal punto di vista sismotettonico e piuttosto mirate all'utilizzabilità pratica. Si deve peraltro notare che nel contesto delle faglie attive l'avverbio "*recently*" è utilizzato per indicare gli ultimi 10.000, 13.000, 40.000, o addirittura 1,6 milioni di anni. Queste definizioni sembrano proporre un riferimento a eventi paleoambientali (clima, ecologia) che possono influenzare la leggibilità sul terreno delle faglie attive (es. 13.000 anni, l'età dell'evento climatico noto come Last Glacial Maximum, ovvero la più recente fase glaciale), o sono stabilite sulla base del potere risolvente dei metodi di datazione più comuni (40.000 anni è l'età più antica risolvibile attraverso analisi del contenuto in ^{14}C), o rappresentano semplicemente un arrotondamento a una certa età geologica (es. 10.000 anni per l'Olocene o 1,6 milioni di anni per il Quaternario). È da notare che questi limiti di tempo geologico non fanno mai riferimento diretto a fasi tettoniche, e sono quindi in aperto contrasto con i quattro elementi essenziali che la definizione di faglia attiva dovrebbe includere secondo Willis (1923), citato da Slemmons e McKinney (1977), che sono i seguenti:

- *Active faults have been offset during the present seismotectonic regime*
- *Active faults have the probability or potential for future renewal or recurrence of offset*
- *Active faults have evidence of recent activity, as may be shown by physiographic evidence*
- *Active faults may have associated earthquake activity*

In particolare il primo elemento ci deve far riflettere sul fatto che il regime sismotettonico attuale si instaura in tempi diversi da luogo a luogo e quindi non necessariamente in concomitanza con gli eventi geologici utilizzati come riferimento stratigrafico, che invece devono valere a scala globale. A titolo di esempio basta ricordare che l'inizio del Quaternario, periodo geologico usato come riferimento in molte compilazioni di faglie attive nel mondo (si veda ad esempio il *Quaternary Fault and Fold Database of the United States* dello USGS, https://earthquake.usgs.gov/hazards/qfaults/), è stato recentemente e drasticamente anticipato da 1,81 Ma a 2,58 Ma (Gibbard et al., 2009).

Sempre dalla letteratura internazionale possiamo trarre alcune definizioni di "faglie attiva e capace" (*active and capable fault*, o anche solo *capable fault* in considerazione del fatto che per essere capace una faglia deve necessariamente essere attiva). Si noti che le faglie attive e capaci sono l'obiettivo precipuo di questa trattazione, dal momento che solo queste faglie possono interferire con le fondazioni di una diga, o di una qualunque altra infrastruttura critica. Tuttavia si noti anche che gli elaborati che trattano specificamente del tema della fagliazione superficiale in relazione alla progettazione e all'esercizio di una diga sono pochissimi. Uno di questi è il documento "Federal Guidelines for Dam Safety: Earthquake Analyses and Design of Dams", pubblicato dalla Federal Emergency Management Agency (FEMA) nel 2005 (Figura 2.1). Si tratta di un documento di linee-guida che ha come obiettivo dichiarato quello di "*…provide a basic framework for the earthquake design and evaluation of dams...*", ma che nel concreto fornisce indicazioni piuttosto generiche sul tema della fagliazione superficiale. Come avviene di frequente nei documenti di questo tipo, il tema delle faglie attive viene infatti trattato soprattutto sotto il profilo delle possibili sorgenti sismogenetiche che si trovano in prossimità della diga e delle caratteristiche dei terremoti che esse possono generare, di fatto mescolando il tema del *ground shaking hazard* e del *surface faulting hazard*. Il tema della fagliazione superficiale è trattato in modo generico con affermazioni del tipo *"Potential for surface faulting in the immediate vicinity of the dam should also be addressed and may require detailed evaluation*" (pag. 6 del documento).


10 CFR Appendix A to Part 100--Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants

Index | Site Map | FAQ | Facility Info | Reading Rm | New | Help | Glossary | Contact Us

BrowseAloud

U.S.NRC
UNITED STATES NUCLEAR REGULATORY COMMISSION

Protecting People and the Environment

About NRC | Nuclear Reactors | Nuclear Materials | Radioactive Waste | Nuclear Security | Public Meetings & Involvement

Home > Electronic Reading Room > Document Collections > NRC Regulations (10 CFR) > Part Index > Appendix A to Part 100--Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants

Appendix A to Part 100--SEISMIC AND GEOLOGIC SITING CRITERIA FOR NUCLEAR POWER PLANTS

I. Purpose

General Design Criterion 2 of Appendix A to part 50 of this chapter requires that nuclear power plant structures, systems, and components important to safety be designed to withstand the effects of natural phenomena such as earthquakes, tornadoes, hurricanes, floods, tsunami, and seiches without loss of capability to perform their safety functions. It is the purpose of these criteria to set forth the principal seismic and geologic considerations which guide the Commission in its evaluation of the suitability of proposed sites for nuclear power plants and the suitability of the plant design bases established in consideration of the seismic and geologic characteristics of the proposed sites.

These criteria are based on the limited geophysical and geological information available to date concerning faults and earthquake occurrence and effect. They will be revised as necessary when more complete information becomes available.

II. Scope

These criteria, which apply to nuclear power plants, describe the nature of the investigations required to obtain the geologic and seismic data necessary to determine site suitability and provide reasonable assurance that a nuclear power plant can be constructed and operated at a proposed site without undue risk to the health and safety of the public. They

Figura 2.2 – Frontespizio della "Appendix A to Part 100 - Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants" elaborata dalla Unites States Nuclear Regulatory Commission nel 2011 (https://www.nrc.gov/reading-rm/doc-collections/cfr/part100/part100-appa.html).

Sembra quindi saggio fare riferimento alla copiosa letteratura che riguarda la localizzazione delle centrali nucleari, in cui il tema in oggetto è trattato in maniera più diretta e consapevole. Una prima definizione di "faglia capace" è fornita nella *Appendix A to Part 100-Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants* della Unites States Nuclear Regulatory Commission (U.S. NRC: Figura 3.2):

"*A capable fault is a fault which has exhibited one or more of the following characteristics:*

(1) Movement at or near the ground surface at least once within the past 35,000 years or movement of a recurring nature within the past 500,000 years.

(2) Macro-seismicity instrumentally determined with records of sufficient precision to demonstrate a direct relationship with the fault.

(3) A structural relationship to a capable fault according to characteristics (1) or (2) of this paragraph such that movement on one could be reasonably expected to be accompanied by movement on the other."

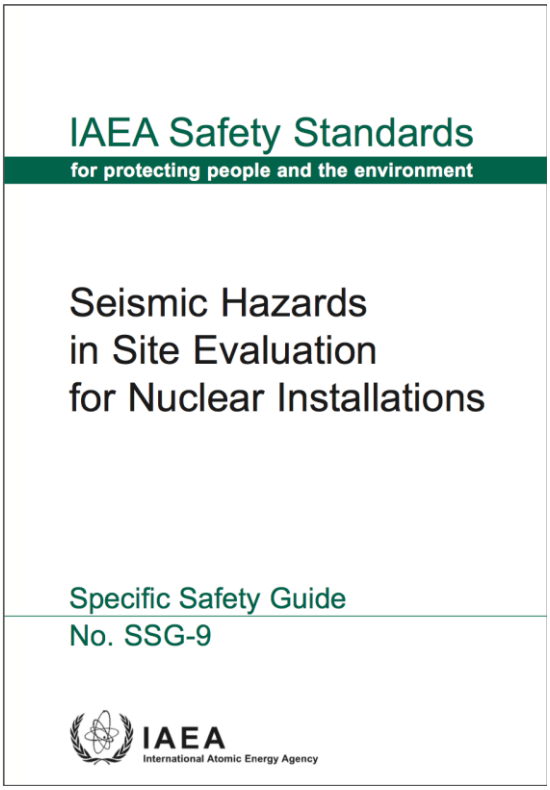


Figura 2.3 – Frontespizio della Specific Safety Guide - IAEA Safety Standards Series No. SSG-9 pubblicata dalla International Atomic Energy Agency (IAEA) (http://www-pub.iaea.org/MTCD/Publications/PDF/Pub1448_web.pdf).

Il documento della NRC citato fornisce numerose altre definizioni e raccomandazioni, ma nonostante questo resta anch'esso abbastanza vago ai fini di una generalizzazione del problema anche al caso italiano. A questo va aggiunto il fatto che tutte le affermazioni e le analisi si basano su un "paesaggio tettonico" completamente diverso da quello italiano, richiamandosi piuttosto alle condizioni tipiche delle regioni di margine di placca come la California, dove le faglie capaci sono soprattutto trascorrenti e dove gli spostamenti attesi in caso di terremoto possono essere anche di diversi metri. Con riferimento alla specifica necessità di dover considerare già in fase di progettazione il pericolo derivante dalla fagliazione superficiale il documento afferma:

(b) ***Determination of Need to Design for Surface Faulting****. In order to determine whether a nuclear power plant is required to be designed to withstand the effects of surface faulting, the location of the nuclear power plant with respect to capable faults shall be considered. The area over which each of these faults has caused surface faulting in the past is identified by mapping its fault traces in the vicinity of the site. The fault traces are mapped along the trend of the fault for 10 miles in both directions from the point of its nearest approach to the nuclear power plant because, for example, traces may be obscured along portions of the fault. The maximum width of the mapped fault traces, called the control width, is then determined from this map. Because surface faulting has sometimes occurred beyond the limit of mapped fault traces or where fault traces have not been previously recognized, the control*

> *width of the fault is increased by a factor which is dependent upon the largest potential earthquake related to the fault. This larger width delineates a zone, called the zone requiring detailed faulting investigation, in which the possibility of surface faulting is to be determined. The following paragraphs outline the specific procedures for determining the zone requiring detailed faulting investigation for a capable fault.*

Si noti che al posto di "centrale nucleare" (*nuclear power plant*) si può certamente leggere "diga", senza che nessuna delle affermazioni della U.S. NRC perda significato. È interessante che in questa raccomandazione viene introdotto il concetto di *control width*, ovvero l'estensione massima di una sistema di faglie trasversalmente al suo *trend* medio. L'emersione in superficie di una faglia primaria è infatti generalemente accompagnata da rami secondari sub-paralleli ad essa (*splays* nella letteratura anglosassone), che possono a loro volta indurre dislocazioni non trascurabili della superficie topografica.

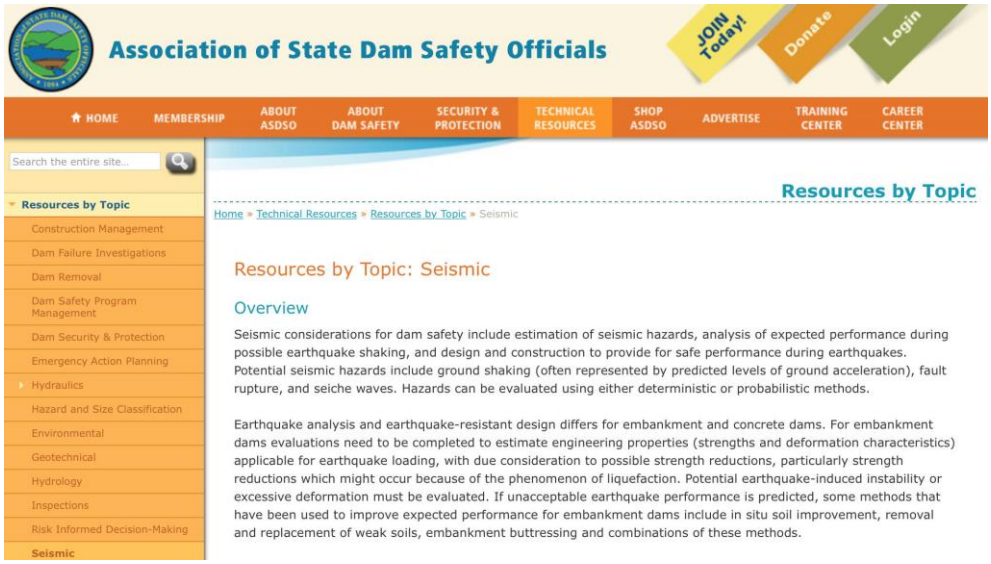


Figura 2.4 – Sezione "Seismic" del sito della Association of State Dam Safety Officials (ASDSO) degli Stati Uniti (http://www.damsafety.org/resources/?p=bb3013ce-98ee-47ef-9bdf-d6dbb9dbad86).

Proseguiamo questa sezione con le definizioni fornite dalla International Atomic Energy Agency (IAEA) nella Specific Safety Guide SSG-9, un documento molto noto tra gli "addetti ai lavori" (Figura 2.3).

> *"8.3. The main question with regard to fault displacement is whether a fault (buried or outcropping) at or near the site is capable. The basis for answering such a question should be the database (see Section 3) as incorporated in the seismotectonic model (see Section 4), together with such additional specific data as may be needed."*

> *"8.4. On the basis of geological, geophysical, geodetic or seismological data, a fault should be considered capable if the following conditions apply:*
>
> a) *If it shows evidence of past movement or movements (such as significant deformations and/or dislocations) of a recurring nature within such a period that it is reasonable to conclude that further movements at or near the surface may occur. In highly active areas, where both earthquake data and geological data consistently reveal short earthquake recurrence intervals, periods of the order of tens of thousands of years (e.g. Upper Pleistocene–Holocene, i.e. the present) may be appropriate for the assessment of capable faults. In less active areas, it is likely that much longer periods (e.g. Pliocene–Quaternary, i.e. the present) are appropriate.*
>
> *(b) If a structural relationship with a known capable fault has been demonstrated such that movement of the one fault may cause movement of the other at or near the surface.*

(c) If the maximum potential magnitude associated with a seismogenic structure, as determined in Section 4, is sufficiently large and at such a depth that it is reasonable to conclude that, in the current tectonic setting of the plant, movement at or near the surface may occur."

Anche queste linee-guida non sembrano fornire indicazioni particolarmente stringenti, benché sia certamente interessante il richiamo a una "*database*" e a un "*seismotectonic model*" come base di partenza per le valutazioni, eventualmente affiancati da dati di maggior dettaglio ("*such additional specific data as may be needed.").*

Merita ancora di essere ricordata l'opera svolta dalla Association of State Dam Safety Officials (ASDSO), una associazione *non-profit* nata negli Stati Uniti nel 1983 per promuovere il tema della sicurezza delle dighe. Nella sezione "Seismic" del sito *www.damsafety.org* (Figura 2.4) sono riportate considerazioni, dati, pubblicazioni e *case-histories* che descrivono in maniera esauriente il rapporto tra grandi dighe e sismicità.



Figura 2.5 – Frontespizio delle "Linee-guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)", elaborate dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica presieduta dal Dipartimento della Protezione Civile (http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/Linee_Guida_Faglie_Attive_Capaci_2016.pdf).

Concludiamo questa sezione con un doveroso richiamo alle "Linee-guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)", recentemente elaborate e pubblicate nel 2015 a cura della "Commissione tecnica per la microzonazione sismica" istitituita con OPCM 13 novembre 2010, n. 3907 (Figura 2.5). Si tratta del più recente contributo su questo tema disponibile nella letteratura scientifico-tecnica nazionale e probabilmente anche internazionale. Va precisato che il documento in questione non fa riferimento alla pericolosità da fagliazione superficiale associata alle grandi infrastrutture, come nei casi precedenti, ma intende piuttosto fornire uno strumento utille a fini di normale pianificazione urbanistica. A seguito del terremoto dell'Abruzzo del 6 aprile 2009 il Governo ha infatti avviato un "Piano nazionale per la prevenzione sismica", regolato dall'Art. 11 del Decreto legge n. 39/2009, nota anche come "legge Abruzzo" (convertito con L. 77/2009), stanziando quasi un miliardo di euro su un arco di sette anni. Il Piano ha avuto come base di riferimento il documento "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica" (Gruppo di Lavoro MS, 2008): ad esso si affianca il documento "Linee-guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)" per trattare lo specifico caso della pericolosità da fagliazione superficiale. Si consideri però che si tratta appunto di "indirizzi e criteri", dunque non di una norma cogente.

Il documento fornisce le seguenti definizioni:

*"**Faglia Attiva e Capace di rompere la superficie topografica (FAC)***

In accordo con quanto stabilito negli ICMS (gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è attivata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene), ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno. Questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione)."

*"**Faglia Potenzialmente Attiva e Capace (FPAC)***

Faglia per la quale gli studi dimostrano un coinvolgimento dei terreni del Pleistocene medio-superiore, ma non necessariamente di depositi più recenti di 40.000 anni."

Le nuove linee-guida sono state accolte con diffusa perplessità da parte di molti dei professionisti a cui sono indirizzate, anche perché le contromisure da adottare nel caso in cui sia accertata la presenza di una faglia attiva e capace sono decisamente gravose, prevedendo zone di rispetto estese fino a 400 m perpendicolarmente alla traccia della faglia stessa. La Tabella 2.1, tratta dal documento in questione, riporta una sintesi delle diverse condizioni che si possono incontrare e di come queste devono essere gestite con riferimento alle incertezze e alle zone di rispetto da considerare. La tabella confronta quanto previsto dalle linee-guida con quanto indicato da analoghe norme (che però hanno forza di legge) elaborate per la California e per la Nuova Zelanda. Abbastanza sorprendentemente, le indicazioni elaborate per l'Italia sembrano essere più stringenti rispetto a quelle elaborate sia per la California che per la nuova Zelanda, due regioni la cui sismicità è certamente più severa di quella che sperimentiamo in Italia.

ARGOMENTO	QUESTO DOCUMENTO	CALIFORNIA (USA) ALQUIST PRIOLO ACT (2007)	NUOVA ZELANDA MINISTRY OF ENVIRONMENT (2003)
Attività della faglia	Attive: Olocene – Parte alta Pleistocene superiore (40.000 anni) Potenzialmente attive: Pleistocene medio superiore (più antica di 40.000 anni)	Attive: Olocene (11.000 anni) Potenzialmente attive: Quaternario (1.600.000 anni)	Faglia che ha rotto ripetutamente la superficie e verosimilmente la romperà ancora
Indagini conoscitive	2 categorie legate all'approfondimento degli studi di MS: – Indagini minime (Lv MS1) – Indagini specifiche, 4 gruppi (LvMS 3)	Linee guida sui metodi di indagine che sono assimilabili alle indagini specifiche del Lv 3 di MS	Riferimenti informativi: – Mappe di distretto (Regional Council) – Indagini di sito (altri soggetti) – Riferimenti ufficiali (Crown Research Institute)
Valutazione incertezze	2 FAC_x: – Certe e definite – Incerte	2 gruppi: – Ben definite – Non ben definite	3 classi: – Ben definite – Distribuite – Incerte
Valutazione tempi di ritorno dei movimenti	No	No	Sì: 6 classi di intervalli di ricorrenza
Zonazione	3 tipi legati all'approfondimento degli studi di MS: ZA_{FAC} = 400 m ZS_{FAC} dimensioni in funzione delle incertezze ZR_{FAC} = 30 m	Earthquake Fault Zone (EFZ) = 150 + 150 m della faglia principale e 60-90 m da faglie minori, ben definite Setback Zone = minimo 15+15 m dalla faglia	Fault Avoidance Zone= 20 + 20 m, dalla faglia. Studi più approfonditi possono ridurre queste dimensioni
Approccio di valutazione	Rischio sismico su basi urbanistiche e di esposizione/vulnerabilità	Pericolosità sismica	Rischio sismico su basi di esposizione/vulnerabilità
Categorie aree urbanistiche	3 categorie urbanistiche e 5 tipologie di limitazioni urbanistiche	No	No
Classi d'uso degli edifici	4 classi	No	5 categorie
Procedure amministrative, responsabilità e ruoli	Sì	Sì	Sì
Struttura governativa che ha prodotto il documento	Dipartimento Protezione Civile della Presidenza del Consiglio	Dipartimento di Tutela ambientale del Servizio Geologico dello Stato	Ministero dell'Ambiente

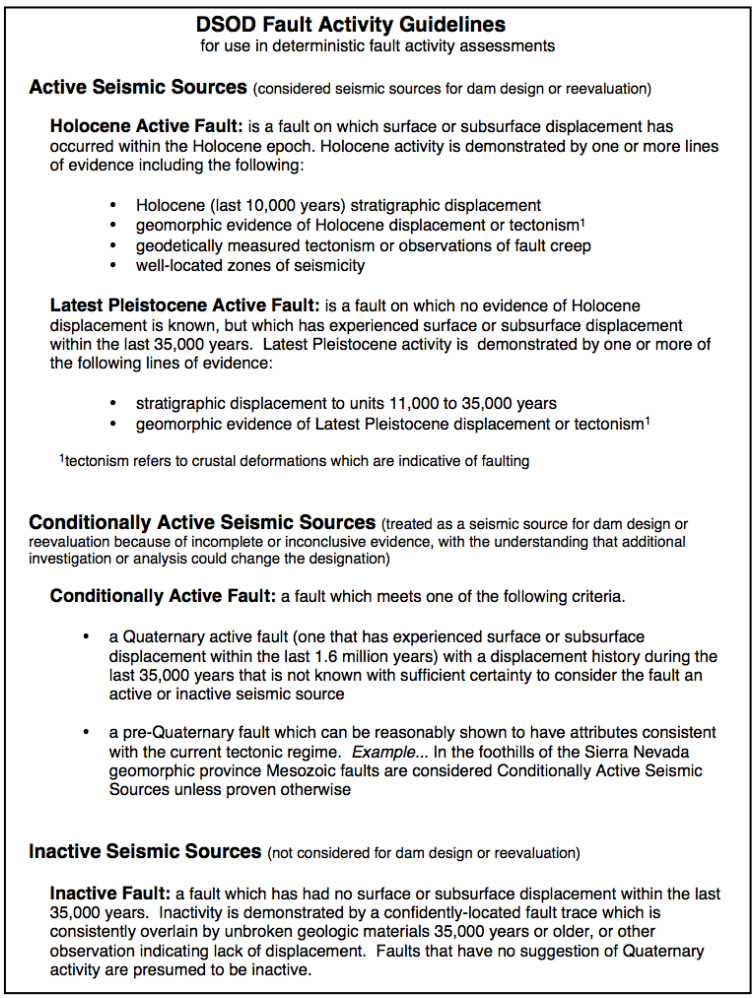
Tabella 2.1 – Tabella di confronto tra diverse normative sul tema delle faglie attive e capaci (da Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015).

2.3. La fagliazione superficiale nel contesto della progettazione di una diga

Come si è accennato nella sezione precedente, nella letteratura internazionale il tema delle faglie attive in relazione alla progettazione e all'esercizio di grandi infrastrutture - tra le quali rientrano certamente anche le dighe - è trattato in modo potenzialmente ambiguo. Ne sono un esempio le linee-guida - per la verità non recentissime - della Division of Safety of Dams (http://www.water.ca.gov/damsafety/) riportate in Fraser (2001)

e mostrate in Figura 2.6. Lo schema mostra chiaramente tre caratteristiche dell'approccio scelto che a nostro avviso rappresentano dei limiti concettuali fondamentali.

La prima caratteristica consiste nell'uso intercambiabile – e quindi potenzialmente nella confusione – della dicitura "*Active Sources*", che compare nell'intestazione dello schema, e della dicitura "*Active Faults*" che compare subito sotto. Le *Active Sources* sono le potenziali sorgenti di terremoti, dunque fonte di scuotimento, dunque di *ground shaking hazard*, e come tali dovrebbero essere trattate. Le *Active Faults* sono invece le faglie di superficie che potrebbero interferire con le fondazioni di una infrastruttura critica - nel nostro caso una diga - creando danni a volte irreparibili: esse costituiscono quindi una fonte quantomeno potenziale di *surface faulting hazard*. Non vi è dubbio che le grandi faglie attive siano esse stesse delle "*Active Sources",* ovvero delle potenziali sorgenti di scuotimento, ma esistono anche faglie attive minori che si muovono in superficie solo in risposta al movimento su una sottotante faglia sismogenetica, eventualmente cieca. In ogni caso è certo che mescolare le due definizioni non giova a una corretta impostazione del problema.



DSOD Fault Activity Guidelines
for use in deterministic fault activity assessments

Active Seismic Sources (considered seismic sources for dam design or reevaluation)

Holocene Active Fault: is a fault on which surface or subsurface displacement has occurred within the Holocene epoch. Holocene activity is demonstrated by one or more lines of evidence including the following:

- Holocene (last 10,000 years) stratigraphic displacement
- geomorphic evidence of Holocene displacement or tectonism[1]
- geodetically measured tectonism or observations of fault creep
- well-located zones of seismicity

Latest Pleistocene Active Fault: is a fault on which no evidence of Holocene displacement is known, but which has experienced surface or subsurface displacement within the last 35,000 years. Latest Pleistocene activity is demonstrated by one or more of the following lines of evidence:

- stratigraphic displacement to units 11,000 to 35,000 years
- geomorphic evidence of Latest Pleistocene displacement or tectonism[1]

[1]tectonism refers to crustal deformations which are indicative of faulting

Conditionally Active Seismic Sources (treated as a seismic source for dam design or reevaluation because of incomplete or inconclusive evidence, with the understanding that additional investigation or analysis could change the designation)

Conditionally Active Fault: a fault which meets one of the following criteria.

- a Quaternary active fault (one that has experienced surface or subsurface displacement within the last 1.6 million years) with a displacement history during the last 35,000 years that is not known with sufficient certainty to consider the fault an active or inactive seismic source
- a pre-Quaternary fault which can be reasonably shown to have attributes consistent with the current tectonic regime. *Example...* In the foothills of the Sierra Nevada geomorphic province Mesozoic faults are considered Conditionally Active Seismic Sources unless proven otherwise

Inactive Seismic Sources (not considered for dam design or reevaluation)

Inactive Fault: a fault which has had no surface or subsurface displacement within the last 35,000 years. Inactivity is demonstrated by a confidently-located fault trace which is consistently overlain by unbroken geologic materials 35,000 years or older, or other observation indicating lack of displacement. Faults that have no suggestion of Quaternary activity are presumed to be inactive.

Figura 2.6 - Linee-guida della Division of Safety of Dams (DSOD: http://www.water.ca.gov/damsafety/) per stime deterministiche della pericolosità sismica, riportate in Fraser (2001).

La seconda caratteristica, che discende direttamente dalla prima, consiste nel fatto che la sostanziale identificazione delle "Active Sources" con le "Active Faults", intese come faglie attive osservabili in superficie, può portare a considerare poco – o a non considerare affatto – il ruolo delle faglie cieche (*blind faults*). Come vedremo nella sezione successiva, molte - se non la maggior parte - delle sorgenti sismogenetiche italiane sono rappresentate da faglie cieche, delle quali è evidentemente necessario valutare correttamente il potenzia-

le di *ground shaking hazard* anche se per definizione il loro potenziale per *surface faulting hazard* è nullo. Nella sezione conclusiva di questo capitolo tratteremo il tema di come si può valutare la probabilità che una sorgente sismogenetica arrivi a interessare la superficie topografica.

La terza caratteristica, che a sua volta è intimamente legata alle prime due, consiste nella già sottolineata vaghezza delle definizioni, dei criteri di identificazione e dei criteri di datazione delle *active faults*. Questa vaghezza può portare in alcuni casi alla sottovalutazione del relativo *surface faulting hazard*, ma in un numero forse preponderante di casi può portare ad atteggiamenti e scelte eccessivamente conservativi, amplificando una pericolosità - e di conseguenza un rischio - di cui in effetti si sa poco, e potenzialmente creando sia tangibili danni economici che danni di natura politico-sociale, per loro natura più difficilmente quantificabili.

Una sintesi brillante delle potenziali conseguenze di un approccio poco informato e poco responsabile al problema in oggetto è fornita in uno storico articolo di Allen e Cluff (2000), due autentici pionieri della materia, presentato alla XII World Conference on Earthquake Engineering del gennaio 2000; l'articolo a sua volta rappresenta un aggiornamento di quanto già asserito da Sherard et al. (1974): si noti che i due coautori di questo precedente articolo sono proprio Allen e Cluff, entrambi all'epoca meno che ciquantenni e dei quali Sherard fu certamente un mèntore. Riportiamo integralmente le loro conclusioni, che come si vedrà impattano direttamente - e molto autorevolmente - sulle questioni fin qui discusse:

> *"• There is no standard definition of what constitutes an "active" fault, which reflects the geologic reality that all degrees of fault activity do, in fact, exist. Any distinction between active and inactive faults is necessarily arbitrary.*
>
> *• In worldwide practice, faults in dam foundations that are estimated to have ruptured on the average of once in every few thousand, or every few tens of thousands of years, have typically been considered worthy of engineering consideration.*
>
> *• At least some engineers appear to be gaining confidence that, with innovative new techniques, dams of virtually all types can be designed to accommodate moderate foundation fault displacements without major failure.*
>
> *• Owing to advances in the ability to obtain absolute ages on geologic materials, mainly through new geochemical techniques, degrees of fault activities can now be estimated far better than only a few years ago. A critical parameter in both probabilistic and deterministic assessments is long-term fault slip rate.*
>
> *• Field studies of faults in dam foundations demand the expertise of geologists trained and experienced in neotectonic studies. Classical geological maps, however competently done, often have only limited relevance to earthquake hazard assessments.*
>
> *• Seldom are adequate field exposures available in the dam footprint area itself to characterize fully the neotectonic environment of a proposed dam. It is virtually always necessary to carry out such studies, including trenching of suspect faults, throughout a much wider area than that of the dam footprint—typically extending over many tens of kilometers.*
>
> *• Seismologic studies of earthquakes in dam areas can play an important role in safety evaluations, particularly in establishing seismic shaking parameters such as maximum ground accelerations and velocities to be expected. But field geologic efforts are nevertheless critical in estimating the likelihood of surface fault rupture through a dam foundation. The abundance or absence of microearthquakes may have little relevance to the probability of large local earthquake associated with surface fault rupture."*

Complessivamente Allen e Cluff esprimevano un sostanziale ottimismo, basato sulla osservazione che:

> *"To the authors' knowledge, there has as yet been no historic case of an operating dam being displaced by a fault during an earthquake, although there have been some "near misses." This good record of worldwide performance is particularly remarkable in view of the fact that many - if not most - dams are located in river canyons whose courses are controlled by preferential erosion along underlying faults and joints."*

In pratica Allen e Cluff si rallegravano proprio dell'assenza di incidenti causati alle dighe da fenomeni di fagliazione superficiale, anche alla luce del fatto che spesso le dighe sono costruite in aree montuose e attraverso valli che possono essere sede di faglie attive. Questa circostanza, *mutatis mutandis*, si applica certamente anche a molte dighe italiane, e principalmente a quelle appenniniche. In effetti, al tempo in cui veniva scritto questo articolo, che dovrebbe essere databile all'estate del 1999, quest'affermazione era certamente vera (si noti che è consuetudine dei grandi congressi di ingegneria sismica, quale è la World Conference on

Earthquake Engineering, che le note presentate vengano preparate in forma scritta mesi precedenti la conferenza stessa, così da poter essere inserite nei *proceedings* distribuiti ai convegnisti). I danni causati dai terremoti alle dighe erano stati sempre legati solo allo scuotimento, come nel caso della diga in terra chiamata Lower Van Norman Dam, in California meridionale, seriamente danneggiata ma non crollata a seguito del forte terremoto di San Fernando del 9 febbraio 1971 (M_w 6.5), localizzato a meno di 20 km dalla diga stessa (si veda la Fig. 2.1). Quel terremoto era stato certamente un campanello d'allarme per tutti coloro che si interessavano della sicurezza sismica delle dighe, ma il fatto che il danno fosse stato chiaramente riconducibile allo scuotimento aveva impedito che negli anni successivi venissero accesi i riflettori anche sul possibile ruolo della fagliazione superficiale. La Tabella 2.2 riporta un elenco sintetico di dighe che hanno subito forte scuotimento in occasione di importanti terremoti.

Dam name/ Age of construction	Country	Height feet (m)	Earthquake name/date	Distance to fault (km)	Mag	PHGA (g)	Remarks
Lower Crystal Springs (1890)	USA	154 (47)	San Francisco 18 Apr 1906	0.3	8.3	>0.68 (est)	Not the slightest crack
Williams (1895)	USA	69 (21)	Loma Prieta 17 Oct 1989	9.7	7.1	0.6(est)	No damage
Gohonmatsu (1900)	Japan	108 (33)	Kobe 17 Jan 1995	1.0	7.2	0.83	No damage of this masonry dam
Pacoima (1929)	USA	372 (113)	San Fernando 9 Feb 1971	5.0	6.6	0.6 to 0.8	No cracks in arch. Open joint between arch and thrust block
Ambiesta (1956)	Italy	194 (59)	Gemona-Friuli 6 May 1976	20.0	6.5	0.33 at rt abut	No damage
Hsinfengkiang (1959)	China	344 (105)	19 Mar 1962	5.0	6.1	0.54 c afs	Horiz cracks in top part of dam
Sefid Rud (1962)	Iran	348 (106)	Manjil 21 Jun 1990	Near dam site	7.7	0.714 (est)	Horiz cracks near crest, minor disp of blocks
Koyna (1963)	India	338 (103)	Koyna 11 Dec 1967	3.0	6.5	0.63	Cracks in both faces
Rapel (1968)	Chile	361 (110)	Santiago 3 Mar 1985	45.0	7.8	0.31 near dam	Damage to spillway and intake tower, dam performed well
Techi (1974)	Taiwan	607 (185)	Chi Chi 21 Sept 1999	---	7.6	0.5 b 0.86 c	Local cracking of curb at dam crest
Shih Kang (1977)	Taiwan	70 (21.4)	Chi Chi 21 Sep 1999	0.0	7.6	0.51 0.53 V	Vertical disp. of 29 ft (9 m), Bays rupture
Kasho (1989)	Japan	152 (46.4)	Western Tottori 6 Oct 2000	3.0 or 8.0	7.3	0.54 b 2.09 c	Cracks in Control Building at crest
Uh (1989)	Japan	46 (14)	Western Tottori 6 Oct 2000	1.0 to 3.0	7.3	1.16 Surf	Small crack at spillway base
Mingtan (1990)	Taiwan	269(82)	Chi Chi 21 Sep 1999	12.0	7.6	0.4 to 0.5 (est)	No damage
Miyatoko RCC (1993)	Japan	157.5 (48)	Tohoku 11 Mar 2011	135.0	9.0	> 0.7	No Damage
Shapai RCC (2003)	China	433 (132)	Wechuan 12 May 2008	12.0	8.0	> 0.5 (est)	No damage
Takou (2007)	Japan	252 (77)	Tohoku 11 Mar 2011	109.0	9.0	> 0.4	Cracking of gatehouse walls at crest

Tabella 2.2 – Dighe in cemento che hanno subito forti terremoti (PHGA > 0.3 g), ordinate per epoca di costruzione. Legenda: b=base, c=cresta, est=stima, disp=spostamento, rt abut=spalla destra, Ht=altezza, V=verticale, surf=superficie, aft=*aftershock*, PHGA=*Peak Horizontal Ground Acceleration*. La magnitudo è espressa come M_L or m_b per I valori inferiori a 6.5, come M_S sopra 6.5. La tabella è tratta dal sito di International Water Power & Dam Construction, con piccole modifiche editoriali (http://www.waterpowermagazine.com/news/newstable-1-11-2060744).

Purtroppo di lì a poco, il 21 settembre 1999, un terremoto di M_w 7.6 avrebbe colpito duramente la porzione centrale dell'isola di Taiwan, causando la rottura disastrosa della grande diga di Shihkang (Lekkas, 2000; Lee et al., 2002; Figura 2.7). Si può solo immaginare come questo evento abbia catalizzato l'attenzione di tutti durante il successivo convegno 12WCEE del gennaio 2000, e come esso abbia modificato la percezione complessiva del problema negli anni successivi. Il caso fu particolarmente increscioso per certi versi e sfortunato per altri versi. Increscioso perché il terremoto fu causato da una faglia ben visibile e ben nota già dagli

anni '60 del secolo scorso (Lee et al., 2002); ma anche sfortunato perché la diga si trovò sulla schiena di un sistema compressivo che, causando un movimento di estrusione di un blocco crostale lungo due faglie adiacenti poste a cuneo l'una rispetto all'altra ("*major thrust*" e "*major backthrust*" in Figura 3.7), aumentò grandemente gli effetti di fagliazione superficiale al sito della diga, con spostamenti fino a 10 metri. Fortunatamente il sollevamento del blocco che danneggiò la diga ebbe anche l'effetto di spingere l'acqua verso il *reservoir*, riducendo moltissimo la perdita d'acqua e quindi i danni da alluvionamento dell'area posta a valle della diga stessa.

Come vedremo nelle sezioni successive, al momento non si ritiene che in Italia esistano faglie in grado di causare eventi di queste dimensioni, anche se ovviamente la rottura di una diga può essere causata anche da eventi di dimensioni più contenute. Vi è poi da considerare che il caso della diga di Shihkang fu reso particolarmente sfortunato dal fatto che la struttura era stata costruita perpendicolarmente alla faglia, così da esserne tagliata bruscamente e senza alcuna possibilità di scampo. Viceversa, una condizione di parallelismo - facilmente verificabile a priori - tra la diga e le strutture tettoniche sospettate di potersi muovere in caso forte terremoto può ridurre in modo sostanziale l'impatto delle eventuali rotture superficiali. Per completare il quadro andrebbe poi valutato il possibile ruolo della deformazione areale associata al terremoto. Qualora il *reservoir* fosse ospitato nell'*hanging-wall* (lato ribassato) di una grande faglia estensionale, come ad esempio nel caso del lago di Campotosto, un forte terremoto potrebbe causare un istantaneo approfondimento e allargamento del reservoir stesso per una frazione non trascurabile della capienza complessiva dell'invaso, portando di fatto a una riduzione del livello del bacino e quindi a una riduzione della spinta idrostatica orizzontale sullo sbarramento.

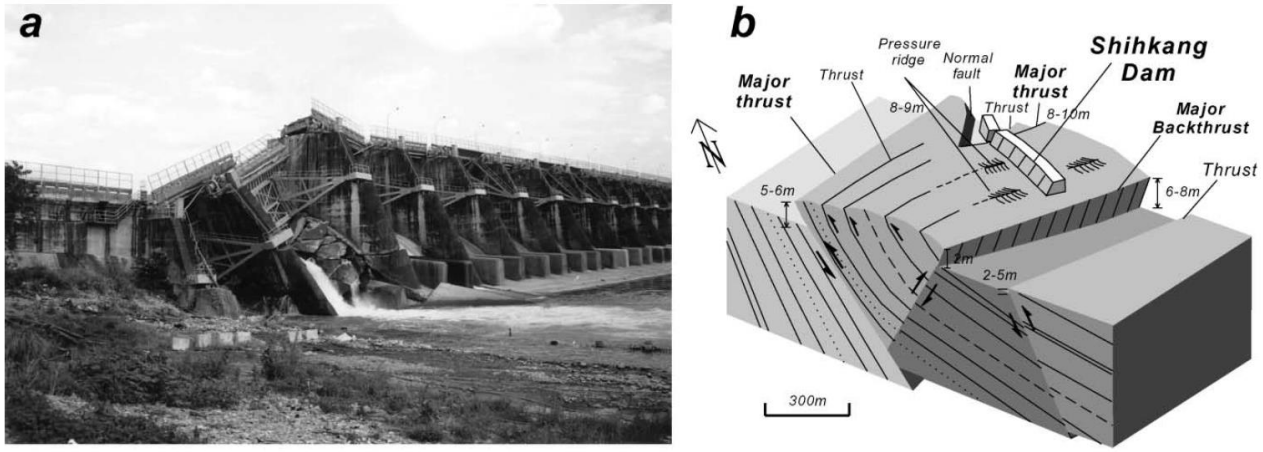


Figura 2.7 – La diga di Shihkang dopo il terremoto, a sinistra, e un blocco-diagramma che mostra i rapporti spaziali tra le diverse faglie che l'hanno danneggiata, causando dislocazioni verticali fino a 8±10 m con un meccanismo di pop-up di un blocco crostale delimitato da due grandi faglie inverse. L'immagine mostra schematicamente che la diga è stata danneggiata da faglie secondarie anche in altri punti (da Lee et al., 2002).

2.4. La fagliazione superficiale in Italia

Il dibattito sulle faglie attive e sulla sismogenesi è approdato in Italia solo tra la fine degli anni '60 e la metà degli anni '70, probabilmente come effetto di un rinnovato interesse sul tema da parte della comunità internazionale, motivato in ultima analisi dalle ricerche per il *siting* delle centrali nucleari. Un posto d'onore in questo dibattito genuinamente pionieristico spetta certamente a Carlo Bosi, ricercatore del Centro di Studio per la Geologia Tecnica del CNR, che propose di avviare un'azione di riconoscimento sistematico di faglie attive sulla base della loro espressione superficiale (Bosi, 1975; Figura 2.8). Negli stessi anni, nel quadro delle attività del Progetto Finalizzato Geodinamica veniva ultimata la compilazione del Modello Strutturale d'Italia (Figura 2.9), della Carta Tettonica d'Italia e della Carta Neotettonica dell'Italia meridionale (i relativi prodotti tuttavia sarebbero stati pubblicati solo qualche anno dopo). Queste esperienze ebbero il merito di gettare un ponte tra l'evidenza geologica di superficie, quella accessibile a ogni geologo di terreno, e il verifi-

carsi di grandi terremoti, così come si riteneva logico che fosse e così come avveniva con successo nelle aree a più elevata sismicità del mondo occidentale. Tuttavia, sul clima di generale ottimismo riguardo alla capacità del geologo di terreno di identificare i principali elementi della tettonica attiva e di anticipare l'esistenza di faglie sismogenetiche stavano per piovere le prime delusioni. Gli studi sui terremoti di quegli anni, e segnatamente quelli del Belice del 1968 e del Friuli del 1976, sembravano infatti dimostrare che quegli eventi non avevano interessato nessuna delle faglie note; sembrava addirittura impossibile identificare una faglia - per quanto fino ad allora ignota - che potesse esserne considerata responsabile di quei terremoti.

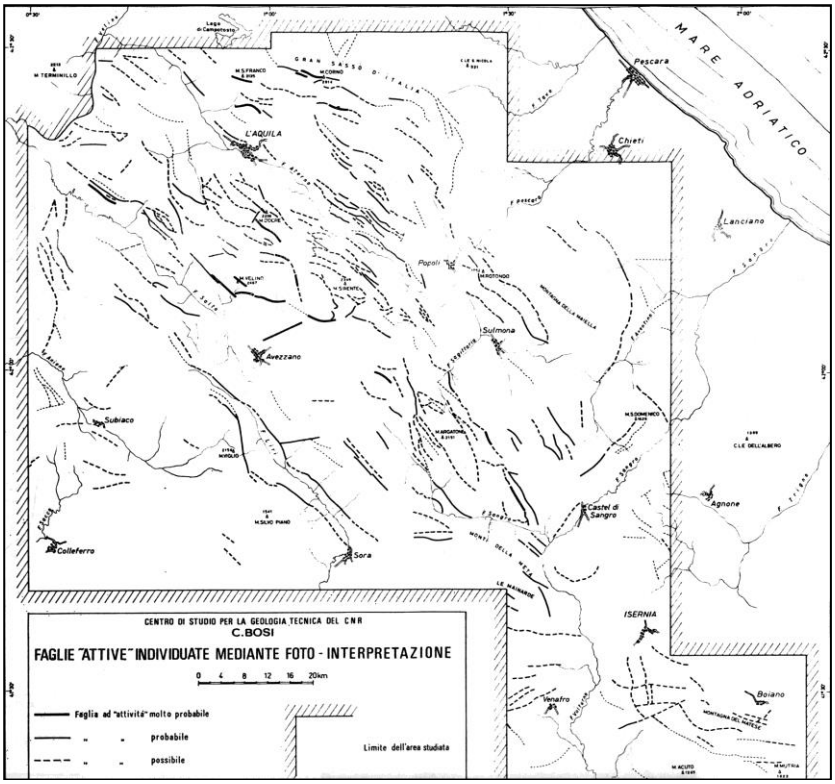


Figura 2.8 – Sintesi delle faglie attive individuate nell'area abruzzese (da Bosi, 1975). Le faglie sono suddivise in gruppi in funzione del loro presumibile grado di attività: "molto probabile", "probabile", "possibile" e "dubbia".

Il terremoto dell'Irpinia del 1980 (M_W 6.9), che fu anche decisamente più energetico e complessivamente più devastante dei due che lo avevano preceduto, sembrò l'ennesima dimostrazione di una curiosa "anomalia italiana"; l'assenza - quantomeno apparente - di tracce superficiali delle faglie sismogenetiche spinse molti a ritenere che in Italia la geologia, la tettonica attiva e la sismologia fossero tre settori disciplinari del tutto estranei tra loro. La California, la faglia di San Andreas e tutta la letteratura sismo-geologica anglosassone di quegli anni apparivano decisamente lontane. In effetti in quegli anni si riprercorreva un cammino che verosimilmente era stato percorso anche dai ricercatori statunitensi, tanto che nel 1958 il sismologo C. F. Richter arrivò ad affermare che "*... Because of the dispersion of seismological literature, geologists often overlook or ignore it. A recent paper on the geomorphology of a highly seismic region discusses rift valleys and faults, but ignores well-described faulting on two historical occasions, omits study of earthquake locations ... and ends with an airy generality to the effect that the frequent earthquakes show that block movements are still going on...*".

Le cose presero una piega decisamente diversa solo dopo il terremoto dell'Irpinia del 1980, e solo dopo qualche anno dal suo accadimento. Nel 1984 Westaway e Jackson, due sismologi inglesi, pubblicarono sulla prestigiosa rivista Nature un accurato resoconto degli effetti in superficie del terremoto del 1980 (Westaway e Jackson, 1984). Seppure con ritardo si apriva una fase di studio che avrebbe non solo rivoluzionato gli

studi di tettonica attiva in Italia, ma avrebbe dato vita a un nuovo settore disciplinare a cui si dedicarono ricercatori dell'ENEA, del CNR, dell'INGV (allora ING) e di varie università. Vennero pubblicate ampie sintesi degli effetti in superficie dei grandi terremoti del passato, come nel caso dello studio condotto da Serva et al. (1986) sul terremoto di Avezzano del 1915, e fiorirono ricerche sui terremoti dello Stretto di Messina del 1908, di Gubbio del 1984 e della Valcomino dello stesso anno. Ma il vero elemento di rottura restava il terremoto dell'Irpinia, che in pochi secondi aveva messo sotto gli occhi dei geologi una serie di testimonianze della tettonica attiva certamente spettacolari e incontrovertibili ma al tempo stesso impossibili da ricavare da un'analisi geologica convenzionale. Uno studio dettagliato condotto da Pantosti e Valensise (1990) concludeva che il terremoto era stato generato da una grande faglia che per gran parte della sua lunghezza non coincideva con faglie mappate in precedenza e che mostrava una sorprendente ma chiara tendenza a "rovesciare" la topografia, sollevando le valli e ribassando le dorsali. Con la sola - e alla luce delle conoscenze attuali, sospetta - eccezione del versante nordorientale del Monte Cervialto, il terremoto non aveva riattivato neppure passivamente la faglie note, mostrando di essere stato generato da una faglia "giovane", espressione di una tettonica "nuova", naturalmente alla scala dei fenomeni geologici (Figura 2.10).

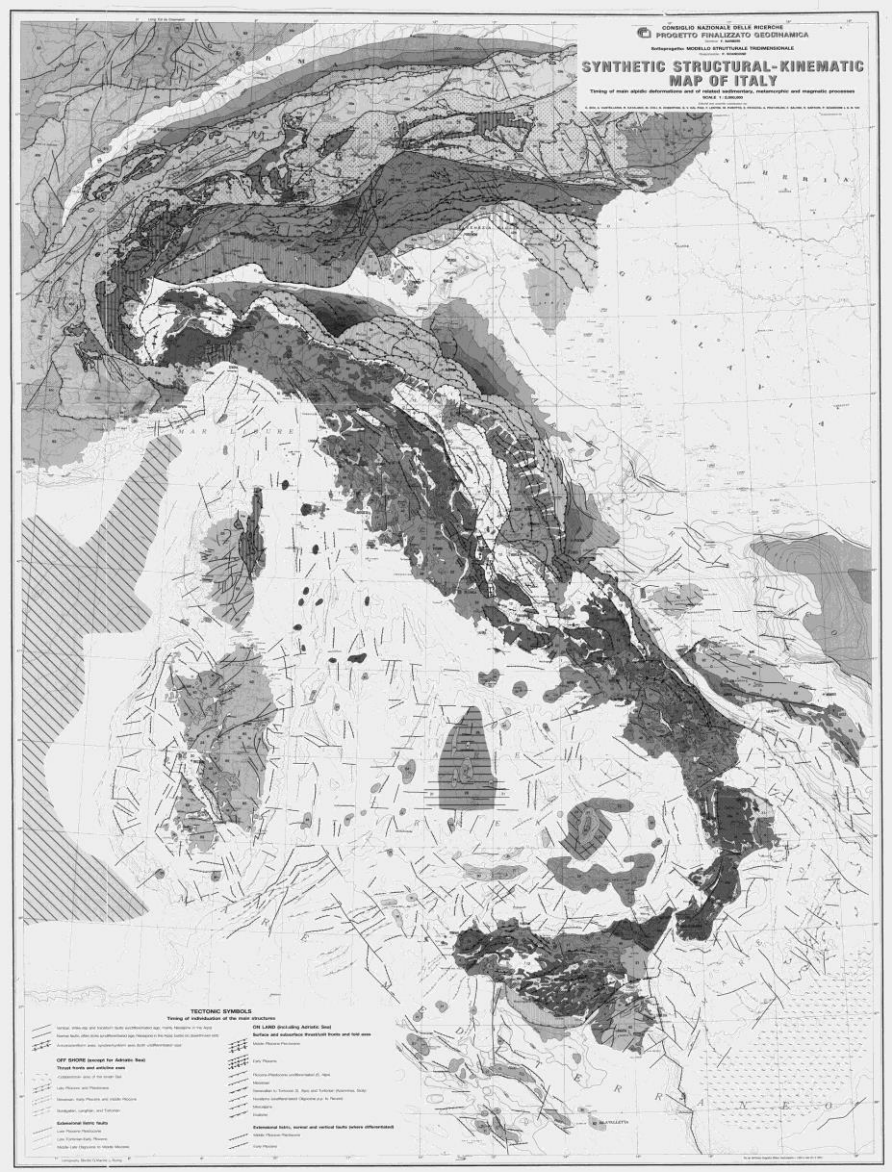


Figura 2.9 – Modello Strutturale-Cinematico compilato dal Progetto Finalizzato Geodinamica negli anni ’80 del secolo scorso (Bigi et al., 1990).

Ci si è spesso chiesti perché questa sintesi, che fu poi largamente accettata e condivisa, sia arrivata a maturazione quasi un decennio dopo il terremoto. La spiegazione si può forse trovare nel fatto che in quegli anni i modelli geodinamici a grande scala tendevano a prevalere sulle sporadiche e spesso ambigue tracce di fagliazione superficiale lasciate dal terremoto. Ad esempio, la pendenza verso nord-est del piano di faglia principale, messa subito in evidenza dai sismologi, venne contestata a lungo sulla base della diffusa convinzione che l’Appennino meridionale fosse separato dal Tirreno da una gradinata di faglie necessariamente pendenti verso sud-ovest.



Figura 2.10 – La scarpata di faglia creata dal terremoto campano-lucano del 23 novembre 1980 (M_w 6.9) sul M. Carpineta. La faglia, che non seguiva alcun elemento già noto e che fu descritta in letteratura solo a partire dal 1984, pendeva verso nord-est e ribassava la cima del monte rispetto alla Valle del Sele, opponendosi alla topografia. Da Pantosti e Valensise (1990).

Il terremoto del 1980 ha dunque messo in moto un nuovo modo di pensare la tettonica attiva, portando alla scoperta di altre faglie attive e creando le premesse per una rapida crescita di questo settore disciplinare a partire dalla fine degli anni ’80 del secolo scorso. Negli stessi anni si è poi assistito a un grande sviluppo della Paleosismologia, una disciplina giovanissima che ha come oggetto d’indagine proprio la fagliazione superficiale. Dopo una serie di esperienze-pilota condotte da vari studiosi (es. Giraudi, 1989), in Italia la Paleosismologia è nata formalmente nel 1989, con l‘escavazione delle prime trincee attraverso la scarpata di faglia associata al terremoto dell’Irpinia del 1980 (Pantosti et al., 1989; Pantosti et al., 1993). Le ricerche sono proseguite a ritmo sostenuto negli anni successivi, con scavi che hanno interessato sia le faglie ritenute respon-

sabili dei principali terremoti storici italiani, sia faglie potenzialmente responsabili di terremoti preistorici (si veda un'ampia sintesi in Galli et al., 2008).

Dai forti terremoti italiani del XX secolo si è appreso che il rapporto tra le faglie sismogenetiche e la loro espressione nella geologia e nel paesaggio è molto più complessa di quanto non si ritenesse in passato. Valensise e Pantosti (2001b) sintetizzano così le ragioni di questa maggior complessità:

- la tettonica in atto lungo la catena appenninica è geologicamente giovane, nell'ordine di un milione di anni o meno; molto più giovane della catena stessa, che a sua volta è relativamente giovane;
- in un sistema tettonico giovane le faglie attive hanno bisogno di un tempo ragionevolmente lungo, nell'ordine di più milioni di anni, per dare al paesaggio una impronta caratteristica e manifestarsi chiaramente in modo fragile, sempre che non restino comunque cieche;
- nel frattempo, la geologia di terreno e il paesaggio restano dominati da faglie legate a sistemi tettonici preesistenti (estinti);
- a seconda dei casi le faglie antiche possono essere sepolte, ringiovanite grazie al sollevamento regionale, o riattivate selettivamente da una sottostante faglia attiva di ordine gerarchico superiore; tutte condizioni che richiedono estrema cautela nella loro interpretazione;
- la maggior parte delle faglie sismogenetiche italiane non arrivano ad intersecare la superficie: in altre parole, sono "faglie cieche" (blind faults nella letteratura anglosassone: Tabella 2.3).

Date	Locality	M_w	Tectonic regime	Fault expression
1962, 21 Aug	Irpinia	6.1	Extensional?	Blind
1963, 19 Jul	Mar Ligure	6.0	Compressional	Offshore
1968, 14 Jan	Valle del Belice	6.5	Compressional	Blind, shallow
1976, 6 May 1976, 15 Sep	Friuli	6.4	Compressional	Blind, shallow
1978, 15 Apr	Golfo di Patti	6.0	Strike-slip	Offshore
1979, 19 Sep	Valnerina	5.8	Extensional	Blind
1980, 23 Nov	Irpinia-Basilicata	6.9	Extensional	Major surface breaks
1984, 7 May 1984, 11 May	Appennino abruzzese	5.8	Extensional	Blind, shallow
1990, 5 May	Potentino	6.0	Strike-slip	Blind, deep
1997, 26 Sep 1997, 14 Oct	Appennino umbro-marchigiano	5.9	Extensional	Blind, shallow
2002, 6 Set	Palermo	5.8	Compressional	Offshore
2002, 31 Oct	Molise	5.8	Strike-slip	Blind, deep
2009, 6 Apr	L'Aquila	6.2	Extensional	Some surface breaks
2012, 20 May 2012, 29 May	Emilia	6.1	Compressional	Blind, shallow

Tabella 2.3 – Sintesi delle caratteristiche salienti dei principali terremoti italiani del cinquantennio 1962-2012 (M_w 5.8-6.9) tratta da Vannoli et al. (2015), con modifiche. La tabella mostra che in 16 casi su 18 non è stata osservata fagliazione superficiale. A questi casi va naturalmente aggiunto quello dei terremoti dell'Appennino centrale del 2016-2017, che hanno certamente prodotto rotture in superficie la cui esatta natura però è ancora in corso di indagine.

L'insieme di queste circostanze induce ottimismo per quanto riguarda la valutazione del *surface faulting hazard*, perché il numero della faglie italiane che hanno capacità accertata di arrivare a tagliare la superficie topografica sembra complessivamente limitato: e anche se è difficile estendere la statistica degli ultimi 50 anni alle epoche precedenti, per l'Italia esistono due tipologie di dati che possono essere utilizzati a supporto di una sostanziale scarsa incidenza del fenomeno della fagliazione superficiale nei forti terremoti italiani:

- il dato storico in senso stretto, ovvero le informazioni rese disponibili dalla fonti storiche, che mostrano come fenomeni ascrivibili a fagliazione superficiale siano relativamente rari, mentre abbondano effetti di scuotimento di altra natura quali frane, scoscendimenti e liquefazioni (Valensise e Guidoboni, 2000);
- il dato paleosismologico, che se da un lato conferma l'esistenza di importanti fenomeni di fagliazione superficiale causati da terremoti storici e preistorici, dall'altro ne evidenzia la relativa rarità. Ne è prova indiretta il PCI (Paleoseismic Catalogue of Italy) compilato da Galli et al. (2008), che secondo i suoi autori "*…provides valuable data concerning 56 known and not known earthquakes that have been caused by twenty different fault systems over the past 19 ky…*". Anche se il PCI è certamente non ancora esaustivo, i venti sistemi di faglia che sono certamente in grado di causare fagliazione superficiale sono una limitata frazione delle 167 Composite Seismogenic Sources elencate nella versione corrente della banca-dati DISS, che a loro volta possono essere ancora *incomplete*, ovvero non sufficienti a rappresentare il potenziale per terremoti di M 5.5 e superiore che esiste in Italia.

Va però osservato che le stesse circostanze invocate da Valensise e Pantosti (2001b) per giustificare la maggior complessità del rapporto tra faglie sismogenetiche e paesaggio rendono il rilevamento geologico delle aree attive certamente più difficile e ambiguo, a causa del duplice ma estremamente concreto rischio di "mancare" le faglie principali e mappare invece come attive strutture che non lo sono affatto. Ne è un esempio molto recente l'ampio dibattito che si è aperto a seguito dei terremoti di Amatrice, Norcia e Visso del 2016-2017 sul tema dei rapporti tra sorgente sismica profonda e risposta sismica superficiale (su questo argomento si veda ad esempio l'analisi e la discussione proposta da Valensise et al., 2016). E ben evidente il fatto che queste difficoltà e ambiguità giocano un ruolo cruciale nelle valutazioni che riguardano proprio i siti delle grandi dighe italiane, le quali tendono fatalmente a trovarsi nelle situazioni geografiche e strutturali più problematiche alla luce di delle circostanze appena ricordate. Proprio per queste ragioni su questo tema torneremo nel capitolo che tratta delle "Linee-guida per studi sismotettonici".

2.5. Criteri di stima del *surface faulting hazard*

Da quanto finora esposto si evince che mentre esiste sempre un *ground shaking hazard*, che deve solo essere valutato nel modo più accurato che sia possibile e possibilmente in chiave probabilistica, il *surface faulting hazard* è interamente associato a una faglia - e solo in casi eccezionali a più faglie - che taglia la crosta terrestre e emerge in superficie sotto la nostra infrastruttura critica - nel caso di specie una diga - o comunque abbastanza vicino ad essa da poterne compromettere l'integrità. Il grande tema da affrontare quindi è quello di valutare la probabilità che la faglia in questione generi un forte terremoto che a sua volta ne causi una dislocazione significativa in superficie, o che partecipi passivamente al movimento di una faglia più importante adiacente o sottostante.

Il tema delineato può essere affrontato attraverso due approcci distinti, che tratteremo in sequenza nel prosieguo di questo capitolo:

- il primo parte da una casistica mondiale - o se la numerosità dei dati lo consente, regionale - della probabilità che un terremoto di una data magnitudo e con una determinata cinematica arrivi a causare la fagliazione della superficie topografica. In questo approccio ricade anche la *Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis* (PFDHA), una metodologia che consente di condurre un'analisi probabilistica sito-specifica del *surface faulting hazard*;
- il secondo ha una natura più deterministica e si basa sulle caratteristiche note delle sorgenti sismogenetiche e delle faglie attive note per il sito di interesse.

2.5.1. Un approccio statistico alla valutazione dei fenomeni di fagliazione superficiale

Come si è già detto in precedenza, a partire dagli anni '70 del secolo scorso negli Stati Uniti e in Giappone e a partire dalla fine degli anni '80 in Europa il tema della fagliazione superficiale è diventato sempre più centrale nel dibattito scientifico, e ancor più nelle applicazioni scientifico-tecniche relative alla pericolosità asso-

ciata alle infrastrutture critiche. Il tema ha attratto le energie di una vasta platea di studiosi, concentrandone l'attenzione sui terremoti che hanno causato fagliazione superficiale e distogliendola da quelli privi di questa caratteristica.

In tempi più recenti tuttavia ci si è resi conto del fatto che in tutto il mondo, Italia inclusa, si moltiplicavano i casi di terremoti anche grandi non associati a fagliazione superficiale in senso stretto. Un caso particolarmente dirompente era stato quello del terremoto di Loma Prieta del 18 ottobre 1989 (M_w 7.1), nella California centrale, che pur essendo stato causato da una faglia appartenente al sistema della San Andreas non aveva dato fagliazione primaria in superficie ma solo *sympathetic slip* (espressione difficilmente traducibile in italiano) centimetrico su diverse faglie minori. Importanti terremoti come quello di Noto-Hanto (Giappone) del 25 Marzo 2007 (M_w 6.9), di Haiti del 12 gennaio 2010 (M_w 7.0), di Van (Turchia) del 23 ottobre 2011, Van (Turkey, M_W 7.1), di Christchurch (Nuova Zelanda) del 4 Settembre 2010 (M_w 7.1) e 22 febbraio 2011 (M_w 6.3), e persino il catastrofico terremoto del Nepal del 25 aprile 2015 (M_w 7.8) sono solo alcuni dei numerosi terremoti recenti che sono avvenuti in varie parti del mondo e in contesti geodinamici diversissimi senza dare alcun fenomeno di fagliazione superficiale.

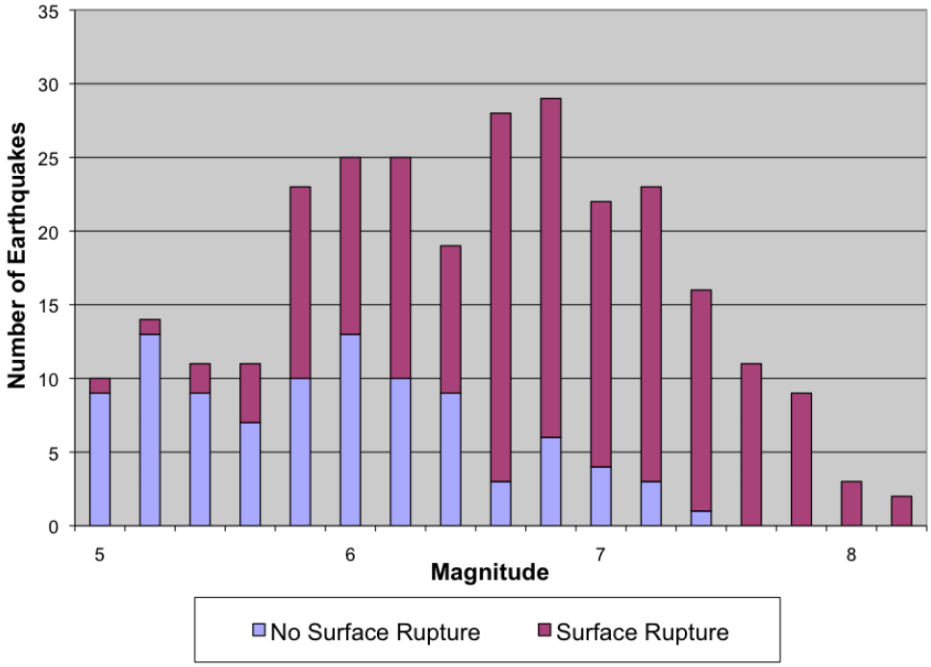


Figura 2.11 – Distribuzione dei casi di fagliazione superficiale accertata per 345 terremoti avvenuti in aree continentali tra il 1847 e il 1992 (da Wells and Coppersmith, 1993, ridisegnata)

Il verificarsi di questi terremoti, che non diventeranno mai oggetto di ricerche paleosismologiche convenzionali, pone diverse questioni riguardo alla valutazione della pericolosità sismica delle zone che ne sono state colpite:

- le faglie cieche sono molto più diffuse di quanto una analisi superficiale della letteratura scientifica non faccia credere, e sono quasi la norma in molte ed importanti aree sismogenetiche del pianeta. Questa errata percezione è dovuta al fatto che molti geologi del terremoto preferiscono indagare solo faglie dotate di espressione superficiale conclamata. Ignorare questa circostanza significa introdurre un *bias* che può portare a distorsioni significative nelle analisi di pericolosità, a seconda dei casi riducendola per ignoranza delle sorgenti sismogenetiche non dotate di espressione superficiale fragile, o aumentandola per l'enfasi eccessiva concessa a faglie la cui attività non è chiaramente dimostrata;
- se ignorare lo *slip rate* (il rateo annuo di dislocazione) e le caratteristiche di ricorrenza di una grande faglia può rappresentare un problema nel condurre un'analisi di pericolosità a qualunque scala, è certamente ancora più grave non sapere nulla dell'esistenza di faglie in grado di causare terremoti catastrofici

come quelli elencati poco sopra. Nella pratica corrente del PSHA (Probabilistic Seismic Hazard Assessment) si osserva una preoccupante tendenza a enfatizzare i dettagli della storia sismica delle faglie ben espresse in superficie a scapito della completezza del modello complessivo della sismogenesi della regione d'interesse;
- da quanto detto in precedenza discende che l'incompletezza nella conoscenza o nel grado di caratterizzazione delle sorgenti sismogenetiche non dotate di espressione superficiale può dar luogo a importanti sottovalutazioni nella valutazione dello scuotimento atteso, sia in termini di ampiezza dello scuotimento stesso che per quello che riguarda le sue caratteristiche di ricorrenza.

Come vedremo meglio nella sezione che segue, il fatto che una faglia attiva possa arrivare in superficie e dislocare orizzonti geologici dipende da una combinazione di elementi diversi che includono le condizioni geodinamiche regionali, l'assetto strutturale locale, la geometria della porzione profonda della faglia (profondità minima e massima e angolo di pendenza), e infine la competizione tra lo *slip rate* della faglia, ovvero la velocità alla quale la faglia produce effetti potenzialmente visibili in superifcie, e il rateo di sedimentazione locale, ovvero la velocità alla quale i processi esogeni mascherano tali effetti. Questi parametri tendono a essere specifici di ogni specifica area sismogenetica, ma è comunque possibile tentare una generalizzazione, anche per stabilire una terminologia corretta e coerente.

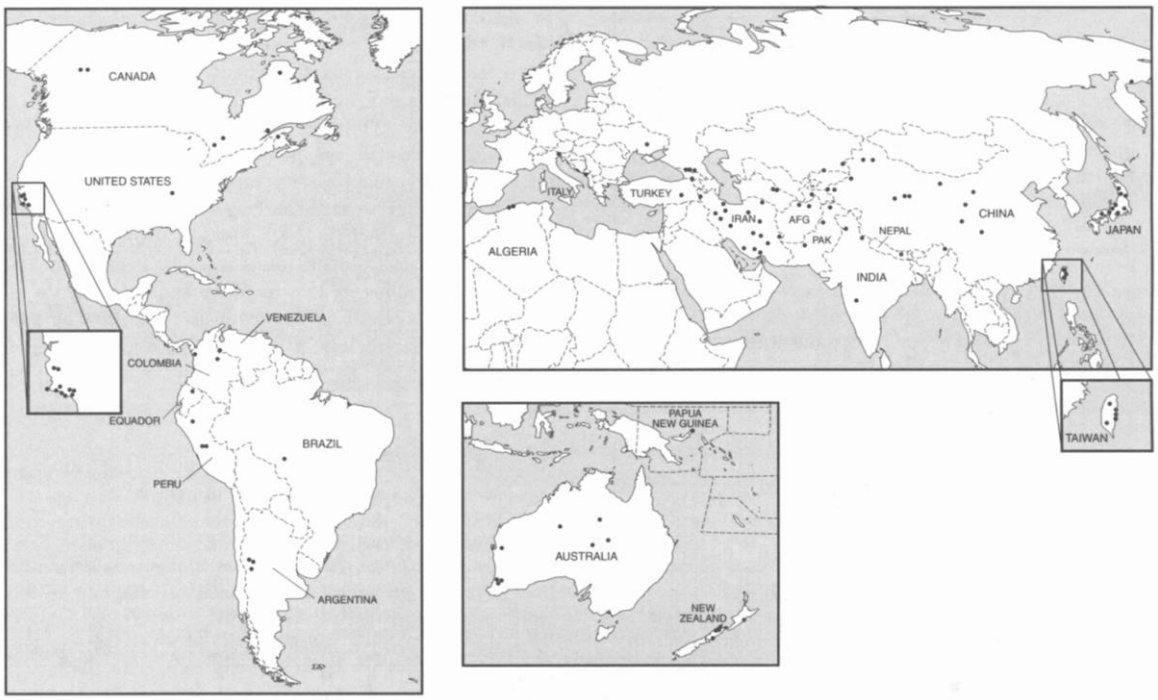


Figura 2.12 – Localizzazione di terremoti causati da faglie cieche avvenuti nel mondo in epoca storica (da Lettis et al., 1997).

Esistono almeno tre categorie di faglie che possono essere definite "difficili", e che spesso vengono tutte indicate con la definizione "cieche":
- le faglie cieche in senso stretto (*blind faults*), ovvero quelle faglie il cui bordo superiore non si è propagato fino a raggiungere la superficie topografica (Lettis et al., 1997), per ragioni reologiche o perché la deformazione tettonica della porzione più superficiale della crosta terrestre (i primi 2-4 km) si ripartisce su faglie minori o viene assorbita in maniera anelastica (*bulk deformation*). Questa categoria è la più diffusa;
- le faglie sepolte (*buried faults*), la cui espressione superficiale è oscurata principalmente e progressivamente da fenomeni deposizionali (Bullard e Lettis, 1993; Lettis et al., 1997; Shaw e Shearer, 1999; Dolan e Avouac, 2007). Questa categoria è comune ad esempio nel bacino di Los Angeles, al margine orientale delle Ande e in Pianura Padana;

- le faglie nascoste (*hidden faults*), la cui espressione superficiale è oscurata principalmente da una topografia molto accidentata ereditata da un regime tettonico precedente, dalla giovane età del regime tettonico attuale, o dalla combinazione di queste due circostanze (Valensise e Pantosti, 2001b).

Non è semplice stimare il rapporto reale tra il numero delle faglie sismogenetiche che sono sicuramente cieche e quelle che certamente causano fagliazione superficiale, anche perché le faglie cieche ricevono meno attenzione da parte dei geologi del terremoto e quindi compaiono con minor frequenza nelle statistiche sulle faglie. L'esperienza comune dimostra però che il numero di faglie sicuramente cieche è decisamente elevato a scala globale e assolutamente dominante in Italia, come già mostrato in Tabella 2.3. Il tema è stato ulteriormente confuso da un problema puramente terminologico, perché in alcune definzioni di faglia cieca che abbiamo importato dalla letteraura anglosassone si utilizza l'espressione *blind fault* come sinonimo di *blind thrust fault*, sottintendendo che questa sia una caratteristica dei soli ambienti tettonici compressivi. Sono invece innumerevoli gli esempi - anche italiani, di faglie cieche con cinematica estensionale o trascorrente: un caso particolarmente significativo è quello del terremoto dello Stretto di Messina del 28 dicembre 1908 (M_w 7.1), causato da una faglia di cui per decenni si è cercata invano una qualche forma di espressione superficiale (Comerci et al., 2013).

Negli ultimi 25 anni ci sono stati diversi tentativi di quantificare e caratterizzare il rapporto tra faglie cieche e faglie dotate di espressione superficiale, almeno in termini statistici. Wells e Coppersmith (1993) hanno compilato un *database* di 345 terremoti avvenuti in aree continentali tra il 1847 e il 1992, riscontrando che fenomeni di fagliazione superficiale sono riportati per circa il 20% dei casi intorno a M_W 5.5, nel 50% dei casi per M_w 6.0, e nell'80% dei casi al di sopra di M_w 6.7. Gli stessi autori hanno tuttavia ammesso che la loro statistica soffre di un *bias* a favore dei casi di fagliazione superficiale, perché - come già osservato - i terremoti per faglia cieca sono meno studiati e quindi meno suscettibili di venire descritti in una pubblicazione. La Figura 2.11 mostra una sintesi dei loro risultati.

Moss and Ross (2011) si sono invece concentrati su faglie di ambiente tettonico compressivo in area continentale e hanno compilato un database di terremoti del XX secolo per i quali non è stata descritta alcuna evidenza di fagliazione superficiale (Tabella 3.4). L'elenco include circa 80 terremoti nell'intervallo di M_w 5.4-8.2, distribuiti su tutto il globo e in contesti tettonici molto diversi tra loro. La loro distribuzione geografica (Figura 2.12) sembra tuttavia riflettere più il livello delle conoscenze caratteristico delle diverse nazioni - se non addirittura delle idee preconcette su dove sia più facile trovare faglie cieche - piuttosto che una valutazione oggettiva della distribuzione delle faglie cieche nel mondo. Ad esempio, è noto che in quasi tutti i sistemi compressivi che esistono in Europa ci si aspetta di trovare faglie cieche. Ebbene, la compilazione di Moss e Ross include il terremoto del Friuli del 5 maggio 1976 (M_W 6.5), ma non menziona i terremoti del 1909 a Lambesc, in Francia (M_w 5.9), del 1909 a Benavente, in Portogallo (M_w 6.3), del 1911 nello Swabian Jura, in Germania (M_w 6.0), del 1963 a Skopjie, in Macedonia, oggi FYROM (M_w 6.1), del 1968 in Belice (M_w 5.8), né ovviamente il terremoto di Mirandola (M_W 6.0), avvenuto successivamente alla pubblicazione: tutti terremoti al di sopra della soglia considerata (M_w 5.4) ma che certamente non hanno causato fagliazione superficiale.

Data (mm/gg/anno)	Terremoto	M_w	Bibliografia
04/04/1905	Kangra, India	7.8	Lettis et al. (1997)
03/01/1925	Charlevoix, Canada	7.0	Lettis et al. (1997)
05/22/1927	Gansu, China	7.7	Lettis et al. (1997)
11/04/1927	Lompoc, California	6.6	Lettis et al. (1997)
01/15/1934	Bihar, Nepal	8.2	Lettis et al. (1997)
11/01/1935	Temiskaming, Canada	6.4	Lettis et al. (1997)
04/29/1941	Imaichi, Japan	6.3	Lettis et al. (1997)
09/09/1954	Orleansville, Algeria	6.91	Lettis et al. (1997)
01/31/1955	Serra do Tombador, Brazil	6.79	Lettis et al. (1997)
05/07/1961	Hyogo, Japan	5.88	Lettis et al. (1997)
08/19/1961	Kita-Mino, Japan	7.23	Lettis et al. (1997)
04/30/1962	Miyagi Prefecture, Japan	6.5	Lettis et al. (1997)
01/18/1964	Southwest Taiwan	6.55	Lettis et al. (1997)
06/16/1964	Niigata, Japan	7.6	Lettis et al. (1997)

11/13/1965	Urumchi, China	6.5	Lettis et al. (1997)
03/24/1970	Lake Mackay, Australia	6.0	Lettis et al. (1997)
10/16/1970	Akita, Japan	6.1	Lettis et al. (1997)
04/24/1972	Taiwan	7.0	Lettis et al. (1997)
08/28/1972	Simpson Desert, Australia	6.0	Lettis et al. (1997)
09/03/1972	Hamran, Pakistan	6.2	Lettis et al. (1997)
02/21/1973	Point Mugu, California	5.7	Lettis et al. (1997)
08/11/1974	Markansu Valley, Tajikistan	7.1	Lettis et al. (1997)
08/11/1974	Markansu Valley, Tajikistan	5.58	Lettis et al. (1997)
08/11/1974	Markansu Valley, Tajikistan	6.16	Lettis et al. (1997)
03/07/1975	Sarkun, Iran	6.16	Lettis et al. (1997)
04/08/1976	Gazli, Uzbekistan	6.9	Lettis et al. (1997)
05/17/1976	Gazli, Uzbekistan	6.8	Lettis et al. (1997)
05/06/1976	Friuli, Italy	6.5	Lettis et al. (1997)
03/21/1977	Khurgu, Iran	6.7	Lettis et al. (1997)
04/01/1977	Khurgu, Iran	6.0	Lettis et al. (1997)
04/06/1977	Naghan, Iran	6.0	Lettis et al. (1997)
11/23/1977	Caucete, Argentina	7.5	Lettis et al. (1997)
08/13/1978	Santa Barbara, California	5.9	Lettis et al. (1997)
04/15/1979	Montenegro	7.0	Lettis et al. (1997)
01/09/1979	Miramichi, Canada	5.6	Lettis et al. (1997)
12/16/1982	Tadjik, Afghanistan	6.5	Lettis et al. (1997)
05/02/1983	Coalinga, California	6.4	Lettis et al. (1997)
03/19/1984	Gazli, Uzbekistan	7.0	Lettis et al. (1997)
01/26/1985	Mendoza, Argentina	6.0	Lettis et al. (1997)
07/03/1985	New Ireland, Papua New Guinea	7.2	Lettis et al. (1997)
08/04/1985	Kettleman Hills, California	6.1	Lettis et al. (1997)
08/23/1985	Wuquai, China	6.9	Lettis et al. (1997)
10/05/1985	Nahanni, Canada	6.7	Lettis et al. (1997)
12/23/1985	Nahanni, Canada	6.8	Lettis et al. (1997)
03/25/1988	Nahanni, Canada	6.2	Lettis et al. (1997)
05/20/1986	Hualien, Taiwan	6.4	Lettis et al. (1997)
11/14/1986	Hualien, Taiwan	7.3	Lettis et al. (1997)
03/06/1987	Northeast Ecuador	7.1	Lettis et al. (1997)
10/01/1987	Whittier Narrows, California	6.0	Lettis et al. (1997)
11/25/1988	Saguenay, Canada	5.9	Lettis et al. (1997)
01/14/1990	Mangyai-Lenghu, China	6.0	Lettis et al. (1997)
03/04/1990	Kalat, Pakistan	6.0	Lettis et al. (1997)
04/26/1990	Gonghe-Xinghai, China	6.4	Lettis et al. (1997)
11/06/1990	Darab, Iran	6.6	Lettis et al. (1997)
12/13/1990	Hualien, Taiwan	6.6	Lettis et al. (1997)
01/28/1991	Hawks Crag, New Zealand	6.0	Lettis et al. (1997)
02/25/1991	Kalpin, China	6.0	Lettis et al. (1997)
03/08/1991	Eastern Siberia, Russia	6.79	Lettis et al. (1997)
04/04/1991	Rioja, Peru	6.4	Lettis et al. (1997)
04/29/1991	Georgia	7.1	Lettis et al. (1997)
06/15/1991	Dzhava-Tzkinvali, Georgia	6.3	Lettis et al. (1997)
06/28/1991	Sierra Madre, California	5.43	Lettis et al. (1997)
10/19/1991	Northern India	7.0	Lettis et al. (1997)
05/20/1992	Peshawar-Kohat, Pakistan	6.2	Lettis et al. (1997)
10/17/1992	Murindo, Columbia	6.7	Lettis et al. (1997)
10/23/1992	Barisakho-Kazbegi, Georgia	6.5	Lettis et al. (1997)
10/02/1993	Xinjiang, China	6.1	Lettis et al. (1997)
01/17/1994	Northridge, California	6.7	Lettis et al. (1997)

02/23/1994	Sedabeh, Iran	6.1	Lettis et al. (1997)
02/24/1994	Sedabeh, Iran	6.3	Lettis et al. (1997)
02/26/1994	Sedabeh, Iran	6.0	Lettis et al. (1997)
05/01/1994	Hindu Kush, Afghanistan	6.1	Lettis et al. (1997)
05/31/1994	Western Venezuela	6.0	Lettis et al. (1997)
06/18/1994	New Zealand	6.8	Lettis et al. (1997)
01/19/1995	Tauramena, Columbia	6.6	Lettis et al. (1997)
01/26/2001	Bhuj, India	7.9	Rajendran et al. (2001)

Tabella 2.4 – L'elenco riporta terremoti compressivi avvenuti nel XX secolo e certamente causati da faglie cieche (da Moss and Ross, 2011). Si noti che la lista include anche eventi molto grandi (1905 Kangra, India, M_w 7.8; 1934 Bihar, Nepal, M_w 8.2; 2001 Bhuj, India, M_w 7.9, cui va aggiunto il già citato terremoto del Nepal del 2015, M_w 7.8).

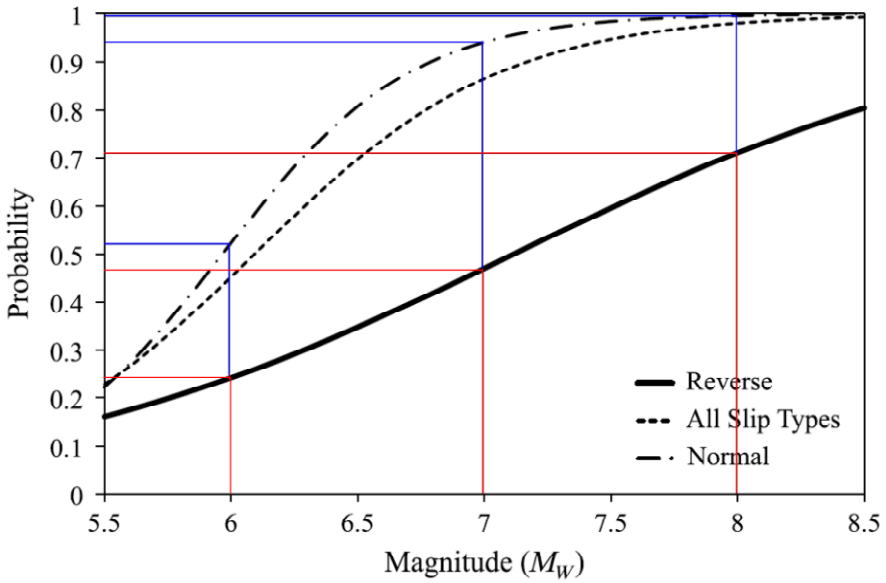


Figura 2.13 - Probabilità di osservare fagliazione superficiale associata all'attività di faglie inverse (*reverse*), estensionali (*normal*), e con qualunque cinematica (*all slip types*), nell'intervallo di magnitudo 5.5 ≤ M_w ≤ 8. I dati per le faglie *normal* e *all slip types* sono tratti da Youngs et al. (2003). Le linee in rosso e in blu indicano livelli di probabilità per valori di magnitudo significativi (6.0, 7.0, 8.0; in rosso per le faglie inverse, blu per quelle estensionali). L'immagine è tratta da Moss and Ross (2011), con modifiche.

La Figura 2.13 mostra sotto forma di diagramma i risultati dell'analisi statistica condotta da Moss and Ross (2011). Il loro campione statistico originario è stato esteso alle faglie estensionali (*normal*) e alle faglie con cinematica indefinita (*all slip types*) utilizzando dati pubblicati da Youngs et al. (2003). Si noti che la probabilità di fagliazione superficiale per terremoti per faglia inversa è sostanzialmente più bassa di quella che si riscontra con i terremoti per faglia normale o con cinematica indefinita. Si noti anche che i risultati ottenuti in precedenza da Wells e Coppersmith tendono a sovrapporsi con le tipologie *normal* e *all slip types* piuttosto che con la tipologia *reverse*. Secondo Moss and Ross (2011), la probabilità globale che un terremoto con M_w fino a 6.3 causi fagliazione superficiale, una dimensione abbastanza caratteristica per molti terremoti italiani (come il terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009) è pari al massimo al 35%. Considerato il grande numero di terremoti storici italiani per i quali non si hanno testimonianze di fagliazione superficiale (Valensise e Guidoboni, 2000), e considerata la proverbiale complessità strutturale della nostra penisola, è legittimo ritenere che una statistica globale sia poco rappresentativa di quello che avviene in Italia, e che le probabilità di fagliazione superficiale siano ancora più basse di quella calcolate a scala globale da Moss e Ross (2011).

A conclusione di questa sezione va ricordato che da alcuni anni la valutazione dell'incidenza della fagliazione superficiale viene affrontata in modo probabilistico attraverso la *Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis* (PFDHA). Si tratta di una metodologia che è stata proposta da Youngs et al. (2003) a partire da una

esperienza-pilota sviluppata per la valutazione del *surface faulting hazard* nel previsto deposito di scorie radioattive della Yucca Mountain (Nevada) dal Coppersmith e Youngs (1992) e dal CRWMS M&O (1998). Nella formulazione del PFDHA convergono due approcci distinti. Nel primo il verificarsi di fagliazione superficiale viene messo in relazione con il verificarsi di forti terremoti in una maniera simile a quella con cui questi ultimi determinano la probabilità di forte scuotimento nel PSHA convenzionale: al posto delle relazioni di attenuazione del moto del suolo usate nel PSHA viene utilizzata una relazione di "attenuazione della dislocazione". Nel secondo approccio la frequenza degli episodi di fagliazione superficiale al sito di interesse vengono ottenuti direttamente dalle caratteristiche delle sorgenti sismogenetiche/faglie che insistono sul sito. Il PFDHA è stato inizialmente pensato per caratterizzare il *surface displacement hazard* in aree estensionali, e specificamente nell'area del Basin-and-Range (Stati Uniti occidentali), ma secondo i suoi autori può essere utilizzato in altri contesti geodinamici.

Il PDFHA è stato già utilizzato in diverse occasioni, ma è stato anche oggetto di critiche. Secondo Strom (2015), ad esempio, l'aver assimilato il PFDHA con il PSHA non è del tutto corretto, perché mentre quest'ultimo tratta lo scuotimento causato da un numero da più sorgenti sismiche, vicine e distanti, il PFDHA si interessa per definizione ad una sola "sorgente di dislocazione", ovvero alla faglia che esiste in prossimit dell'infrastruttura da proteggere o sotto ad essa. L'esistenza di sorgenti sismiche diverse concente di affermare che per un breve tempo di ritorno è legittimo aspettarsi livelli di scuotimento contenuti, e viceversa, dando pienezza alsignificato probabilistico delle stime ottenute. Nel caso della fagliazione superficiale, al contrario, non esiste - o comunque è quasi impossibile definire - una distribuzione di valori di dislocazione che sia statisticamente significativa, il che rende inaffidabile le stime probabilistiche che si possono ottenere con il PFDHA. A queste critiche si può aggiungere l'osservazione che il PFDHA richiede una quantità e una qualità dei dati di ingresso che difficilmente si riesce ad ottenere per le faglie italiane, per tutte le ragioni e incertezze che sono state descritte in precedenza.

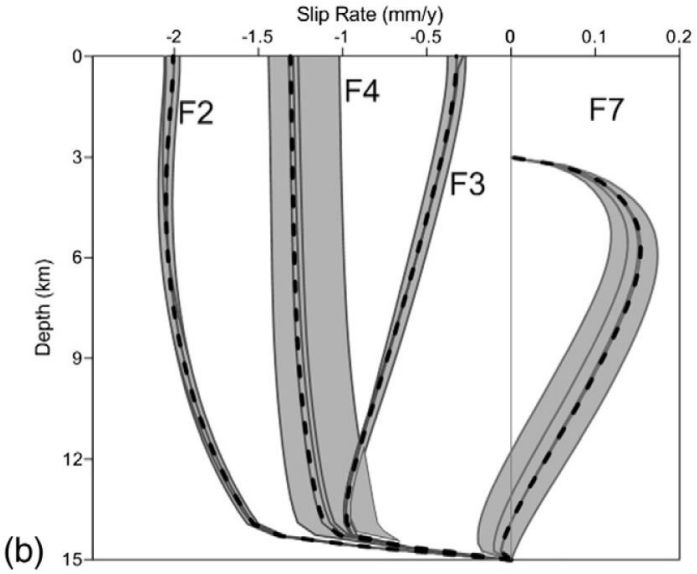


Figura 2.14 - Distribuzione dello *slip rate* rispetto alla profondità per quattro faglie di un transetto attraverso l'Appennino centrale (da Finocchio et al., 2016).

2.5.2. Un approccio basato sulle caratteristiche delle sorgenti sismogenetiche

Nei casi in cui l'emersione in superficie della faglia sia adeguatamente documentata (o documentabile), la probabilità di fagliazione superficiale può e - laddove possibile - deve essere stimata attraverso studi paleosismologici. In tutti gli altri casi, per valutare la probabilità che una data sorgente sismogenetica causi fagliazione superficiale primaria - quella dovuta all'emergenza in superficie del piano di faglia principale - o anche secondaria - quella legata alla riattivazione di faglie secondarie a opera della faglia principale, è opportuno considerare che le valutazioni di carattere statistico discusse nella sezione precedente dipendono collettiva-

mente da vari fattori e che in caso di analisi per un sito specifico è necessario considerare le conoscenze disponibili sulle caratteristiche della sorgente sismogenetica in oggetto. Queste conoscenze, che devono includere la geometria tridimensionale della faglia, una stima delle sue dimensioni e della sua profondità, possono essere desunte dal *database* DISS o da qualunque studio di dettaglio della sorgente di interesse. Inoltre può essere utile affiancare a questi parametri delle stime di parametri aleatori, come la stima della magnitudo o la distribuzione dello *slip* cosismico.

I due schemi che seguono delineano in che direzione varia la probabilità di osservare fagliazione superficiale al variare dei diversi parametri geometrici e spaziali della faglia e della struttura crostale in cui essa si trova immersa. Il primo schema si riferisce a parametri di lungo termine, valutabili a partire da un *database* di faglie sismogenetiche o da studi specifici, mentre il secondo si riferisce a parametri aleatori, che differiscono caso per caso per terremoti diversi.

Parametri di lungo termine	
Orientazione (*fault strike*)	In generale la probabilità è indipendente dall'orientazione della faglia. Se però si considera l'orientazione specificamente in relazione al campo di sforzi regionale in cui è immersa la faglia, allora si avrà che una faglia ben orientata rispetto a tale campo ha maggiore probabilità di produrre fagliazione superficiale di una male orientata.
Pendenza (*fault dip*)	La probabilità diminuisce al diminuire dell'angolo di *dip* della faglia, come mostrano numerosi casi reali.
Cinematica (*fault rake*)	Come mostrano le elaborazioni di Moss e Ross (2011), la probabilità è maggiore per una faglia normale, minore per una faglia inversa, e intermedia ai casi precedenti per faglie di qualunque tipo.
Larghezza del piano di faglia (*fault width*)	La probabilità aumenta con l'aumentare della larghezza del piano di faglia perché questo rende più facile che la faglia stessa si avvicini alla superifcie e che generi un terremoto più forte.
Profondità minima del piano di faglia (*min fault depth*)	La probabilità aumenta con il diminuire della profondità minima del piano di faglia per la stessa ragione vista nel caso precedente. È importante valutare in questo caso le ragioni per le quali la faglia non raggiunge la superficie. La faglia è sepolta da depositi recenti? Sono presenti discontinuità strutturali che hanno impedito alla faglia di crescere verso la superficie? Su questo tema si vedano Bonini et al. (2014) e Bonini et al. (2015).
Distribuzione rigetto cumulato e/o *slip rate* lungo la pendenza del piano di faglia	Una faglia che abbia accumulato maggior rigetto o che abbia uno *slip rate* più alto nella sua parte meno profonda è più probabile possa dar luogo a fagliazione superficiale (Figure 3.14). Gli studi su questo tema, tuttavia, sono abbastanza rari (si veda ad esempio Finocchio et al., 2016).
Caratteristiche meccaniche dei depositi superficiali attraversati dalla faglia	I depositi al di sopra del substrato roccioso influenzano le modalità con cui la faglia si propaga verso la superficie. Bray et al. (1994) forniscono un quadro abbastanza esteso, basato su casi reali osservati, di come la rottura in caso di terremoto si propaghi negli strati più superficiali del terreno, ovvero nell'ultimo centianaio di metri (Figura 3.15).
Posizione della diga rispetto alla sorgente sismogenetica	Per faglie inclinate, la posizione della diga rispetto alla sorgente aumenta la probabilità di fagliazione secondaria se la diga si trova nel blocco di tetto (*hangingwall*) della faglia, e si riduce se si trova nel blocco di letto (*footwall*). Per faglie verticali, o sub-verticali, è critica la posizione della diga rispetto alle terminazioni laterali della faglia o a eventuali discontinuità lungo lo strike (es.: *steps, relay ramps, pressure ridges, pull-apart basins*).
Distribuzione Magnitudo Frequenza	La distribuzione di frequenza di eventi di varia magnitudo, generalmente nota come legge di Gutenberg-Richter, ci informa sul numero relativo di terremoti di ogni magnitudo che la faglia può produrre. La probabilità aumenta all'aumentare della propensione della faglia a generare terremoti forti e questa propensione è misurata dalla forma della "coda" della distribuzione.

Magnitudo massima o momento sismico massimo	Il momento sismico $M_0=\mu AD$ è definito come il prodotto della rigidità del materiale (che nel caso di faglie crostali non varia molto) per l'area di faglia, per la dislocazione (*slip*). Il momento sismico è direttamente proporzionale alla magnitudo del terremoto. La probabilità di avere fagliazione superficiale aumenta con l'aumentare della magnitudo, perché una magnitudo maggiore implica una faglia più grande, sia in lunghezza che in larghezza (area), e un valore di dislocazione (*slip*) cosismica maggiore. La magnitudo massima, tuttavia, è un parametro molto difficile da stimare. Per le faglie per le quali esiste almeno una osservazione di un terremoto da esse generato si può assumere quel terremoto come valore minimo della magnitudo massima: in altre parole, non si può attribuire a quella faglia un valore di magnitudo massima inferiore a quello osservato. Al crescere della magnitudo massima cresce anche l'intervallo di magnitudo dei terremoti che possono generare fagliazione superficiale, anche nel caso di eventi di magnitudo inferiore a quella massima.

Parametri aleatori	
Stress drop	Esiste un *trade off* tra *slip* e area della faglia a parità di momento sismico rilasciato. Per uno *stress drop* elevato si ha *slip* relativamente più alto e area relativamente più piccola.
Distribuzione dello *slip* cosismico	In ogni terremoto l'entità della dislocazione (*slip*) è variamente distribuita sul piano di faglia. La probabilità aumenta all'aumentare della quantità di *slip* a basse profondità. Il *database* SRCMOD (http://equake-rc.info/SRCMOD/) offre una vasta panoramica di distribuzioni di *slip* in casi reali.
Fenomeni dinamici associati alla rottura	Il comportamento di una faglia a basse profondità (pochi km) può essere molto influenzato da fattori dinamici, quali ad esempio la velocità della rottura, difficilmente prevedibili (fenomeni di *slip hardening* e *slip weakening*).

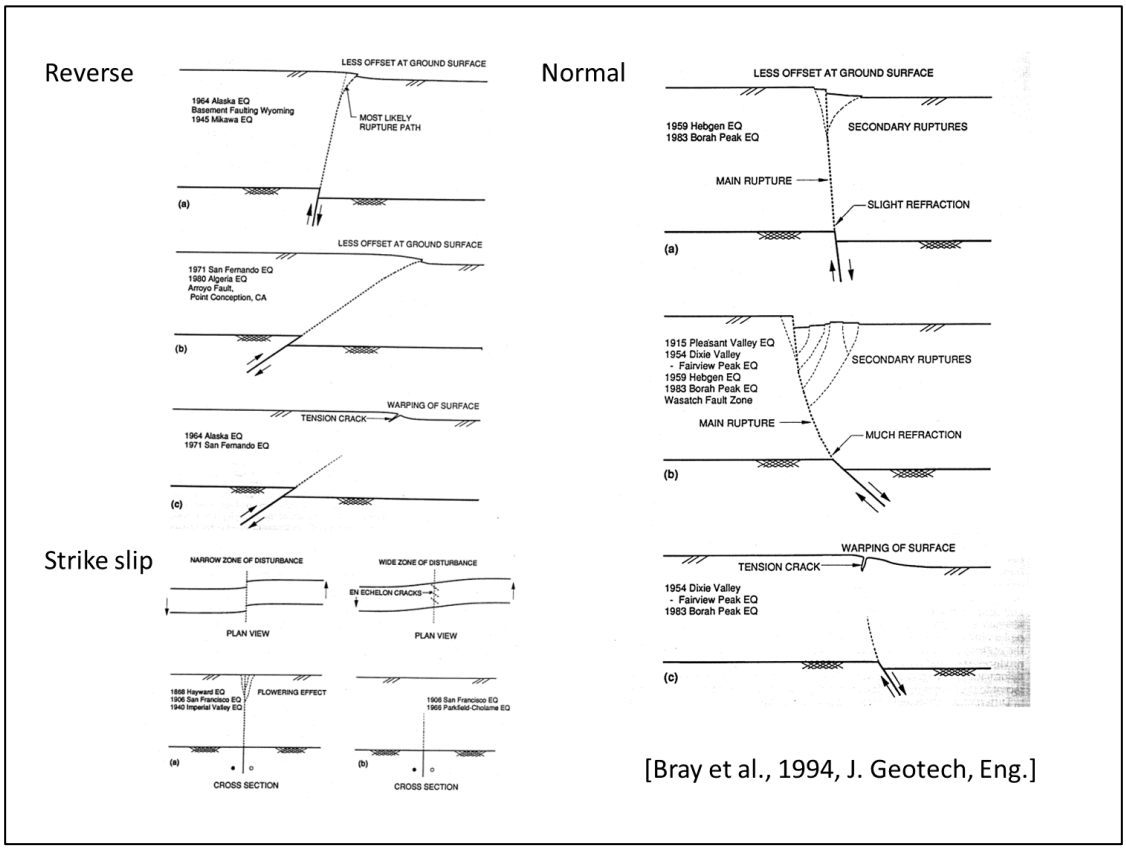


Figura 2.15 - Effetti di rifrazione tra substrato e materiali soprastanti e propagazione in superficie di rotture cosismiche (da Bray et al., 1994).

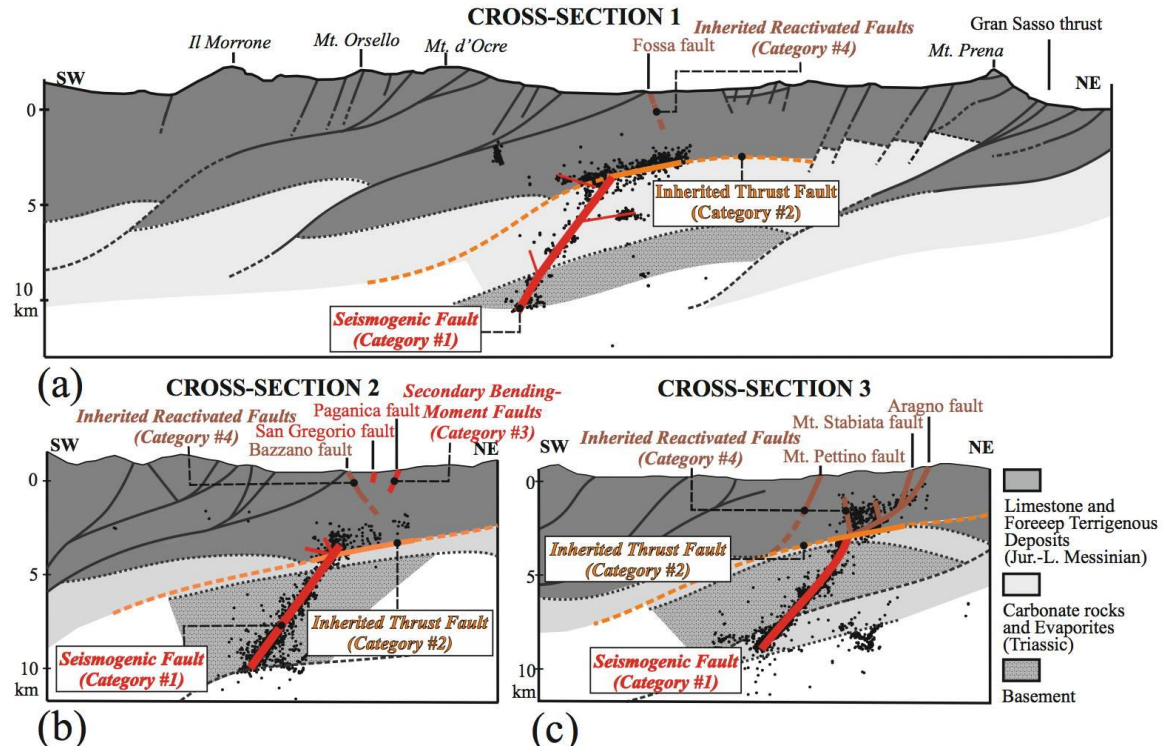


Figura 2.16 – Sezioni geologiche che mostrano l'esistenza di faglie di diversa genesi e valore gerarchico nell'area interessata dal terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009, M_w 6.3 (da Bonini et al., 2014).

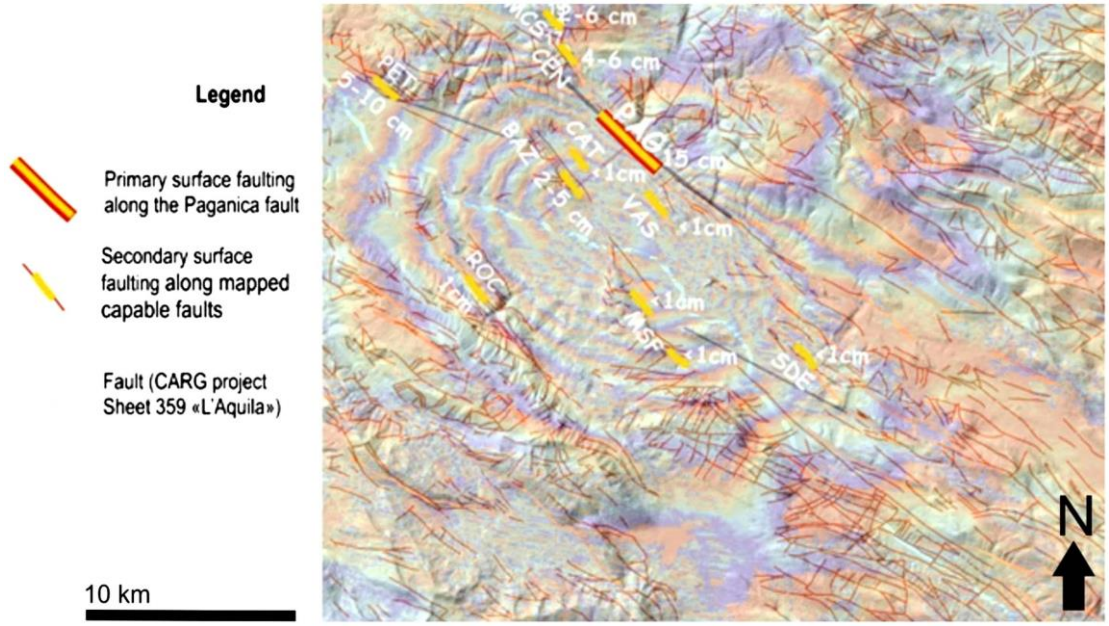


Figura 2.17 – Sintesi del quadro degli spostamenti osservati lungo faglie affioranti nella zona colpita dal terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009, M_w 6.3 (da Gurpinar et al., 2017). Le diverse faglie osservate – che sono le stesse mostrate nella figura precedente - sono indicate con sigle di tre lettere: BAZ, Bazzano; CAT, Colle Caticchio; CEN, Colle Enzano; MCS, Monte Castellano; MSF, Monte San Franco; e PAG, Paganica, indicata come sede di fagliazione primaria.

Va segnalato che negli anni più recenti diversi autori hanno affrontato il tema della gerarchizzazione delle faglie attive, ovvero della possibile riattivazione di faglie secondarie per *sympathetic slip*: si vedano ad esempio Bonini et al. (2014: Figura 2.16) e Gurpinar et al. (2017: Figura 2.17) per il terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009 (M_w 6.3). Lo sviluppo di questo tema è centrale nella previsione di quali faglie potranno mostrare dislocazione in superficie come effetto del movimento su una faglia più profonda, eventualmente anche cieca o comunque avente geometria tale per cui l'espressione primaria cade a distanza di sicurezza dalla eventuale infrastruttura che si intende proteggere.

3. Linee-guida per studi sismotettonici e rivalutazione della pericolosità sismica

3.1. Introduzione

In questa sezione conclusiva vengono delineate delle linee-guida per la redazione degli studi sismotettonici e per le conseguenti rivalutazioni della pericolosità associata a ciascuna diga. Le linee-guida sono state elaborate a completamento del percorso delineato in questo Rapporto, ovvero:

- sulla base dell'esame di un campione significativo di relazioni trasmesse dai Concessionari delle dighe ed agli atti della DG Dighe;
- sulla base dei dati pubblici e delle metodologie disponibili ai consulenti incaricati di redigere lo studio sismotettonico da parte dei gestori di ciascuna diga (Cap. 1);
- sulla base dello stato dell'arte delle conoscenze sul tema della pericolosità da fagliazione superficiale in relazione alla progettazione e all'esercizio delle grandi dighe, in Italia e nel mondo (Cap. 2).

3.2. Analisi sismotettonica

Con il termine *analisi sismotettonica* si intende lo studio e l'individuazione delle strutture che generano terremoti (sorgenti sismogenetiche), in un quadro che consenta di valutarne anche la caratteristiche del rilascio nel tempo. La sismotettonica ha anche il compito di definire il quadro tettonico in cui la struttura ricade e che ne giustifichi geometria, dimensioni, orientazione, cinematica. In altre parole, non basta asserire che una faglia rilascerà terremoti, ma è necessario anche discutere le ragioni che ci portano a ritenere che quella faglia sia attiva. Si tratta quindi di analizzare informazioni che derivano da ambiti diversi, quali la geologia strutturale, la tettonica attiva, la geologia del sottosuolo, la sismologia storica, la sismologia strumentale ecc. Va detto che non esiste una ricetta unica e condivisa per sviluppare uno studio sismotettonico, né esistono molti lavori sugli aspetti teorici di un tale studio. Uno degli studi di riferimento per l'Italia, quantomeno perché tra i più frequentemente citati in letteratura, è quello di Meletti et al. (2000), nel quale si descrive come si è proceduto per definire la zonazione sismogenetica (denominata ZS4) usata nelle stime di pericolosità sismica realizzate alla fine degli anni '90 (Slejko et al., 1998) nell'ambito del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT). Attraverso un successivo aggiornamento nel 2004 si è poi arrivati alla versione ZS9 (pubblicata da Meletti et al., 2008), posta alla base del modello di riferimento della pericolosità sismica MPS04-S1 (Gruppo di Lavoro MPS, 2004; Stucchi et al, 2011) in quanto studio sismotettonico elaborato a scala nazionale e con le migliori conoscenze allora disponibili.

3.2.1. Elementi di soggettività dello studio sismotettonico

Nell'analisi sismotettonica è purtroppo molto forte la componente soggettiva, in quanto essa si basa inevitabilmente sull'interpretazione di grandezze spesso non misurabili direttamente e su ipotesi difficilmente verificabili o falsificabili. Ne consegue che i risultati e le stime proposti dipendono fortemente dalle conoscenze e dall'esperienza di chi svolge lo studio. Per questo motivo un'analisi sismotettonica deve assolutamente partire dalla rivisitazione in chiave critica di tutte le conoscenze disponibili in letteratura sull'area di interesse. In particolare, per i lavori esistenti devono essere evidenziati i punti di forza e i punti di debolezza, in modo che sia chiaro se e perché è necessario elaborare un ulteriore studio, o se invece si può utilizzare quanto già pubblicato.

Nel caso in cui gli estensori dello studio ritengano non validi o non aggiornati i modelli esistenti, nell'elaborazione di una nuova analisi sismotettonica dovranno essere valutati diversi elementi. Di seguito se ne fornisce un elenco ragionato:

- descrizione ad una scala regionale del quadro strutturale, termine con il quale si intende l'individuazione e descrizione degli elementi strutturali di primo ordine e la loro caratterizzazione in un contesto cinematico che dovrà essere coerente con le informazioni che derivano anche da dati geodetici;

- descrizione dei principali elementi strutturali del sottosuolo, utilizzando i dati disponibili dalla perforazione di pozzi, da linee di sismica a riflessione e da prospezioni geofisiche di natura diversa;
- definizione delle strutture sismogenetiche che si ritiene siano presenti nell'area, delle loro caratteristiche geometriche e della loro cinematica, con descrizione della eventuale sismicità che si ritiene associata a ciascuna struttura e delle eventuali evidenze di carattere paleosismologico disponibili. Per ogni struttura deve essere indicata e giustificata la reale attività nonché il potenziale sismogenetico. Sulla base di questa analisi deve essere possibile definire la massima magnitudo attesa per la struttura;
- analisi della sismicità storica dell'area, utilizzando il catalogo di terremoti più aggiornato, al fine di individuare gli eventi che possono essere attribuiti alle strutture definite e quelli che invece non sono riconducibili con certezza ad alcuna di esse. Sulla base di questa analisi deve essere possibile caratterizzare il rilascio di terremoti nel tempo, in termini sia di distribuzione magnitudo-frequenza che di massima magnitudo storicamente accertata;
- analisi della sismicità strumentale, limitandosi a quella registrata da reti sismiche efficienti; in Italia tale dato è disponibile con sufficiente completezza di informazione approssimativamente a partire dal 1985. L'analisi deve servire a complementare il dato storico, soprattutto per i livelli di magnitudo più bassi, e a meglio caratterizzare il rilascio di terremoti da parte delle strutture sismogenetiche indagate, le eventuali sequenze sismiche documentate, la magnitudo del terremoto più forte avvenuto in epoca recente, le peculiarità cinematiche descritte dai meccanismi focali.

L'analisi sismotettonica deve consentire di ottenere le informazioni migliori, più attendibili e più aggiornate per una valutazione della pericolosità sismica alla scala dell'impianto in esame. Deve quindi definire, in un quadro interpretativo robusto e coerente al suo interno, quelle informazioni che diventano elementi di input per una stima di pericolosità. Ci si aspetta quindi che l'analisi dia come risultato la definizione di una o più strutture sismogenetiche descritte nella loro geometria tridimensionale, la profondità dello strato sismogenetico, i tassi di sismicità attesi in funzione della magnitudo, la massima magnitudo, i meccanismi di rottura medi o prevalenti e l'assegnazione ad un contesto geodinamico (per esempio: zona crostale attiva, zona vulcanica, ecc.), che consenta di selezionare il modello di attenuazione dello scuotimento del suolo da associare all'area.

2.2.2. Punti-chiave per comprendere l'accuratezza dello studio sismotettonico

Nello schema che segue si riassumono brevemente gli elementi irrinunciabili e gli aspetti di criticità di uno studio sismotettonico:

- lo studio deve essere approfondito alla scala locale, tenuto conto che il modello di riferimento della pericolosità sismica da normativa viene elaborato a scala nazionale e dunque può non contenere quegli elementi di dettaglio che possono essere cruciali nella rivalutazione della pericolosità sismica per il sito in esame;
- gli autori dello studio devono dimostrare di essere a conoscenza della bibliografia più recente, anche nel caso in cui si ritenga di non doverla utilizzare nello studio. Per quanto riguarda i dati di riferimento, il Cap. 1 di questo Rapporto contiene lo stato dell'arte delle banche-dati pubbliche disponibili in Italia;
- devono essere riportate tutte le citazioni blbiografiche necessarie a far comprendere al lettore quali siano le procedure utilizzate e su quali considerazioni, dati o modelli si basano le analisi proposte;
- devono essere adeguatamente discusse le scelte fatte ed eventualmente i motivi che hanno portato a scartare particolari elementi conoscitivi, specifici dati o modelli normalmente utilizzati in letteratura.

3.2.3. Il ruolo della fagliazione superficiale

Nal Cap. 2 si è discusso a lungo della fagliazione superficiale e dell'importanza che il *surface faulting hazard* ha assunto in tutto il mondo negli ultimi due decenni. Il catastrofico terremoto di Chi-Chi (Taiwan, M_w 7.6), che ha gravemente danneggiato la grande diga di Shihkang (Par. 2.3.), ha rappresentato un campanello di allarme che, se da un lato non è più possibile ignorare, dall'altro non deve essere sopravvalutato. Il tema del-

la fagliazione superficiale è per sua natura molto controverso, ed è quindi opportuno affrontarlo con un approccio che consideri sia l'incidenza statistica del fenomeno nei contesti tettonici e geodinamici simili a quello del sito di interesse (Par. 2.5.1.), sia le caratteristiche note delle sorgenti sismogenetiche che si trovano in prossimità di tale sito.

Le caratteristiche geodinamiche dell'Italia, e in particolare il veloce sollevamento a scala regionale che interessa in particolare tutto l'Appennino e tutto l'arco delle Alpi, sono tali da favorire la riesumazione di faglie che sono state attive in regimi tettonici precedenti ma che oggi sono estinte. In quanto tali queste faglie non costituiscono un pericolo di per sé, e possono al massimo essere riattivate passivamente da una sottostante faglia sismogenetica (si vedano le Figure 2.16 e 2.17). Purtroppo però la loro espressione di terreno può essere tale da indurre in errore anche i geologi più esperti, facendole ritenere attive senza che lo siano. Parallelamente, gli stessi esperti potrebbero trovare molto difficile mettere in evidenza l'esistenza di faglie *cieche* o *nascoste*, le prime delle quali potrebbero comunque causare fenomeni di superficie dovuti allo scuotimento, per esempio frane anche di grandi dimensioni, mentre le seconde potrebbero dislocare la superficie in maniera del tutto imprevedibile.

La raccomandazione principale che ha senso formulare in questa sede è di basare le stime sul potenziale di fagliazione superficiale di una faglia ritenuta attiva su un ventaglio di informazioni ampio e possibilmente rappresentativo delle caratteristiche della porzione più superficiale della crosta, non già sulla sola espressione superficiale della faglia stessa. Molte delle indicazioni già fornite nei Par. 2.2.1. e 2.2.2. saranno cruciali per poter discriminare elementi di superficie effettivamente radicati in profondità, e dunque potenziale espressione superficiale di una faglia sismogenetica, rispetto ad elementi sradicati e dunque certamente innocui.

3.2.4. Il ruolo della deformazioni attese a grande scala

Come è noto, il processo di dislocazione lungo una faglia dà luogo a deformazioni permanenti della superficie terrestre che, accumulandosi, costituiscono uno dei modi con cui la geologia e il paesaggio evolvono nel tempo. La teoria della disocazione elastica consente di valutare la deformazione attesa della superficie terrestre in relazione al movimento su una faglia di cui siano note o ipotizzabili la geometria, le dimensioni e l'entità della dislocazione cosismica attesa, a meno di qualche semplificazione resa necessaria dalla imperfetta conoscenza delle caratteristiche elastiche della crosta superiore.

Le dislocazioni causate da terremoti crostali di M_w 6.5-7.5 possono raggiungere un'entità dell'ordine del metro, mentre per terremoti molto forti come quelli che avvengono nelle aree di subduzione si possono osservare dislocazioni anche di decine di metri. Si tratta di deformazioni che hanno una lunghezza d'onda confrontabile con quella della sorgente sismogenetica che le ha causate, tipicamente di circa due-tre volte la lunghezza della faglia (decine o centinaia di chilometri). Esse sono quindi impercettibili per l'occhio umano, ma sono allo stesso tempo permanenti, ben prevedibili teoricamente e osservabili con relativa facilità attraverso le linee di livellazione, le reti GPS e i dati raccolti tramite la tecnologia satellitare InSAR. A differenza della fagliazione superficiale questo tipo di deformazione di norma non aggiunge nulla alla pericolosità associata allo scuotimento, ma i volumi in gioco sono molto significativi e potrebbero avere una certa rilevanza nel caso di un invaso artificiale, le cui caratteristiche potrebbero modificarsi in funzione della posizione relativa della faglia rispetto all'invaso stesso.

Ciò premesso, e considerato che le tecniche di analisi a cui si fa riferimento sono ormai consolidate e diffuse, è auspicabile che lo studio sismotettonico affronti anche questo aspetto, valutando la distrubuzione e l'entità massima delle deformazioni cosismiche che potrebbero verificarsi in caso di accadimento di ogni terremoto atteso nell'area sulla base dello studio sismotettonico. Per ragioni facilmente comprensibili l'analisi potrà essere limitata ai soli terremoti di M_w 6.0 e superiore la cui sorgente ricada entro una distanza dall'invaso pari o inferiore alla lunghezza della faglia stessa.

3.3. Valutazione della pericolosità sismica di base

Con *pericolosità sismica*, come ricordato nel Rapporto A di questo Accordo, si intende una stima dello scuotimento atteso in una certa area in un certo periodo di tempo. È pertanto una valutazione dell'accadimento di un fenomeno naturale ed è chiaro che in questa valutazione devono essere presi in considerazione tutti i terremoti che possono verificarsi in un intorno rispetto al sito di interesse, tali da provocarvi un risentimento significativo.

La stima della pericolosità sismica, a prescindere dal fatto che si sia deciso di utilizzare un approccio deterministico oppure uno probabilistico, si basa su analoghi elementi di *input*. In primo luogo occorre identificare le sorgenti sismogenetiche che possono produrre scuotimenti al sito, valutarne il rilascio di terremoti (come distribuzione magnitudo-frequenza nel tempo qualora si adotti l'approccio probabilistico, come massima magnitudo attesa nel caso dell'approccio deterministico), utilizzare una o più relazioni di attenuazione del moto del suolo per determinare lo scuotimento al sito data la magnitudo, la distanza sorgente-sito e il tipo di suolo. In questo tipo di valutazione, sia per la criticità delle applicazioni che ne conseguiranno, sia per le ampie incertezze nella definizione degli elementi di input, grande attenzione deve essere riservata al trattamento delle incertezze (epistemiche ed aleatorie) che possono condurre a risultati molto diversi tra loro.

Come ricordato nel Rapporto A, esistono due diversi approcci alla stima della pericolosità sismica: l'approccio probabilistico e l'approccio deterministico. I due approcci producono un tipo di informazione simile, poiché entrambi quantificano lo scuotimento atteso: nel primo caso però si tratterà di un livello di scuotimento che una determinata probabilità di verificarsi e di essere superato entro un prefissato intervallo di tempo, mentre nel secondo caso si tratterà di uno scenario di scuotimento legato all'ipotesi che si verifichi uno specifico terremoto e quindi indipendente dal tempo.

3.3.1. Definizione delle sorgenti

Un modello di pericolosità sismica si basa primariamente sull'individuazione di quelle sorgenti sismogenetiche che possono produrre scuotimento significativo nel sito di interesse. Partendo dall'analisi sismotettonica bisogna innanzi tutto identificare tutte le possibili sorgenti, definendole su base geologica, sismologica o mista. È cruciale valutare correttamente la *completezza* dell'informazione disponibile; nel caso specifico questo significa valutare se sono state prese in considerazione tutte le sorgenti che possono causare forte scuotimento al sito di interesse. L'adozione di zone sismogenetiche (vale a dire aree poligonali più o meno grandi che racchiudono un certo numero di strutture note) è uno degli espedienti usati per superare l'incertezza sulla possibile incompletezza delle informazioni sulle singole sorgenti sismogenetiche. Dal punto di vista della stima della pericolosità, le sorgenti vengono normalmente definite come faglie o come aree. C'è poi un terzo approccio che non necessita di conoscere le sorgenti ma si basa essenzialmente sulla distribuzione degli eventi del catalogo, proprio per ovviare al fatto che la conoscenza delle sorgenti sismogenetiche potrebbe essere incompleta; il territorio che si vuole analizzare viene suddiviso in celle regolari ognuna delle quali viene vista come una singola sorgente. Tale approccio, definito a sismicità diffusa o "*smoothed seismicity*" (es. Frankel, 1995), viene usato in stime a scala nazionale o anche maggiore, in combinazione con approcci basati su sorgenti ad area o a faglie (come ad esempio si è fatto nel progetto europeo SHARE: Woessner et al., 2013); non necessariamente, infatti, il catalogo dei terremoti ha "visto" tutte le possibili sorgenti attivarsi nel suo periodo di copertura.

Nei modelli di pericolosità sismica che si basano su un approccio probabilistico è oggi prassi comune utilizzare diversi modelli di sorgenti alternativi tra loro, che vengono poi combinati in una struttura ad albero logico. Lo scopo è quello di ottenere una stima più affidabile che consideri le molte incertezze legate alle definizione delle sorgenti sismogenetiche.

Nei modelli che si basano su un approccio deterministico, invece, poiché lo scopo è quello di stimare lo scenario massimo di scuotimento, diventa fondamentale definire con estrema accuratezza tutte le possibili sorgenti e soprattutto la massima magnitudo attesa per ognuna di esse, poiché questo è il parametro fondamentale in questo tipo di approccio.

3.3.2. Definizione dei tassi di sismicità e della massima magnitudo

Su questo aspetto della procedura per valutare la pericolosità sismica i due diversi approcci metodologici si differenziano in modo sostanziale. L'approccio deterministico richiede che venga definita la massima magnitudo attesa per ogni singola sorgente, stimata sulla base delle evidenze sismologiche e geologiche disponibili; l'approccio probabilistico richiede invece che venga definita una distribuzione magnitudo-frequenza, e il ruolo della massima magnitudo è quello di limitare verso l'alto - ovvero "troncare" - tale distribuzione, così da evitare che arrivi a magnitudo inverosimili. Entrambi i metodi, comunque, necessitano che sia definita la massima magnitudo.

La massima magnitudo viene tradizionalmente posta uguale alla magnitudo del più forte evento riportato nel catalogo dei terremoti associato o associabile ad una data sorgente. È quindi un valore osservato, e la massima magnitudo attesa non può essere inferiore a tale valore. Viene poi valutata la massima magnitudo associata alla sorgente nei *database* di riferimento per le faglie (si veda il Par. 1.4), nei quali questo valore è definito sulla base di evidenze geologiche, geometriche e paleosismologiche della struttura stessa. È quindi un valore che può essere stato osservato, o che è stato derivato da altre osservazioni. C'è però da considerare che, per quanto ricchi di dati, il catalogo dei terremoti e il *database* delle faglie non sono da considerarsi completi; per questo motivo in genere si applicano dei "coefficienti di sicurezza", che consistono nell'aumentare la massima magnitudo derivata dal dato sismologico e dal dato geologico di un valore fissato a priori; per esempio nell'ambito del progetto europeo SHARE (Woessner et al., 2013) è stato considerato un coefficiente pari a 0.3, scelto in base all'incertezza media sulla stima della magnitudo nei cataloghi dei terremoti.

La stima della magnitudo massima è ovviamente molto critica nell'approccio deterministico, in quanto è l'unico parametro sismologico che determina gli scuotimenti massimi attesi; d'altro canto non è pensabile di assegnare una magnitudo massima sicuramente mai superabile (es. magnitudo 9) in quanto ne deriverebbero scuotimenti irrealistici. Nell'approccio probabilistico, invece, la massima magnitudo determina insieme ai tassi di sismicità gli scuotimenti attesi per vari periodi di ritorno; è quindi una scelta solo relativamente meno critica, in quanto per i periodi di ritorno più lunghi (dai 1.000 anni in su) gioca comunque un ruolo determinante.

La stima dei tassi di sismicità da associare ad ogni sorgente (sia essa definita come area, faglia o cella di una griglia) è invece essenziale per l'approccio probabilistico. In genere questo tipo di informazione deriva dal catalogo dei terremoti, per quanto negli ultimi anni si stia diffondendo anche l'uso di informazioni indipendenti dal catalogo, quali dati geodetici o geologici; sono però metodi recenti, non ancora largamente utilizzati, e che richiedono una grande esperienza sulle caratteristiche del dato da trattare molto elevata, al momento limitata essenzialmente all'ambito della ricerca.

Per utilizzare il catalogo dei terremoti occorre per prima cosa valutare (a meno che non sia stata già valutata) la *completezza* del catalogo. Per definizione, nessun catalogo è mai completo, vale a dire che non riporta tutti i terremoti realmente accaduti nell'area di interesse e nel periodo di tempo a cui si riferisce. Per ragioni di vario tipo (storiche, politiche, demografiche, ma anche di carattere tecnico per i cataloghi strumentali) i periodi di completezza del catalogo variano in funzione della magnitudo e dell'area geografica. Per fare un esempio, i terremoti di magnitudo superiore a 6.0 sono considerati tutti presenti nel catalogo storico (CPTI15, si veda paragrafo 1.1) a partire dall'anno 1300 in quasi tutta Italia e dal 1400 in Italia meridionale, mentre quelli di magnitudo intorno a 4.0 lo sono solo a partire dal 1950. L'importanza di determinare la completezza del catalogo sta nel fatto che, per ottenere i tassi di sismicità, ovvero la frequenza di terremoti di una certa magnitudo per una sorgente, il numero di terremoti di quella magnitudo deve essere normalizzato rispetto al tempo e quindi rispetto al periodo in cui il catalogo è considerato completo; di fatto il tasso è il numero di eventi riportati dal catalogo nella finestra di completezza diviso la lunghezza della finestra di completezza.

I valori dei tassi così ottenuti per ogni magnitudo (in genere si utilizzano i cosiddetti "*bin*", ovvero l'intervallo di magnitudo di interesse viene discretizzato in classi, per esempio a passo 0.3) possono essere usati direttamente per stimare la pericolosità; nella pratica, però, si preferisce in genere passare attraverso una fase in

cui i valori dei tassi dei singoli intervalli di magnitudo vengono utilizzati per stimare i parametri della distribuzione magnitudo-frequenza nota come "Gutenberg-Richter" perché ideata da questi due studiosi (Gutenberg e Richter, 1944). Questa operazione consente di stimare un tasso anche per quei valori di magnitudo non presenti in catalogo e in particolare per la magnitudo massima, che non necessariamente è osservata e riportata in catalogo e della quale potrebbe essere impossibile stimare la frequenza di accadimento. Si ribadisce ancora una volta che, poiché nel caso delle dighe sono importanto soprattutto i periodi di ritorno lunghi (maggiori di 1.000 anni), sono elementi di grande criticità sia la valutazione della magnitudo massima attesa, sia la valutazione del tasso di accadimento che si associa a quella magnitudo.

3.3.3. Scelta dei modelli di attenuazione

Un altro elemento fondamentale nel calcolo della pericolosità sismica è il modello di attenuazione dello scuotimento del suolo. Per stimare la pericolosità sismica al sito di interesse deve essere considerato lo scuotimento che tutte le sorgenti che sono state identificate possono produrre. Occorre pertanto utilizzare una relazione che descriva lo scuotimento atteso in funzione della magnitudo del terremoto, della distanza sorgente-sito e del tipo di suolo.

Pubblicazione di riferimento	Area	Range di M_w	Range di distanza (km)	Range di periodo (s)	Tipo di distanza (R)	Classi di sito
Akkar e Bommer (2010)	Europa e Medio Oriente	5.0 - 7.6	0 - 99	0.05 - 3.0	R_{JB}	3 classi
Bindi et al. (2011)	Italia	4.1 - 6.9	0 - 200	0.04 - 2.0	R_{JB}, R_{epi} (M<5)	5 classi
Abrahamson et al. (2014)	Globale	3 .0 - 7.9	0 - 300	0.01 - 10	R_{rup}	Vs_{30}
Boore et al. (2014)	Globale	3 .0 - 7.9	0 - 400	0.01 - 10	R_{JB}	Vs_{30}
Campbell e Bozorgnia (2014)	Globale	3 .0 - 7.9	0 - 300	0.01 - 10	R_{rup}	Vs_{30}
Chiou e Youngs (2014)	Globale	3.1 - 7.9	0.3 - 400	0.01 - 10	R_{rup}	Vs_{30}
Idriss (2014)	Globale	4.5 - 7.9	0.2 - 175	0.01 - 10	R_{rup}	Vs_{30}
Akkar et al. (2014)	Europa e Medio Oriente	4.7 - 7.6	0 - 200	0.01 - 4	R_{JB}, R_{epi}, R_{hypo}	Vs_{30}
Bindi et al. (2014)	Europa e Medio Oriente	4 .0 - 7.6	0 - 300	0.02 - 3	R_{JB}, R_{hypo}	4 classi Vs_{30}
Derras et al. (2014)	Europa e Medio Oriente	3.6 - 7.6	1 - 547	0.01- 4	R_{JB}	Vs_{30}
Kuehn e Scherbaum (2015)	Europa e Medio Oriente	4.0 - 7.6	0 - 200	0.01 - 4	R_{JB}	Vs_{30}
Cauzzi et al. (2015)	Globale	4.5 - 7.9	0 - 150	0.02 - 10	R_{rup}	Vs_{30}

Tabella 3.1 - Modelli di attenuazione recenti per zone crostali attive per PGA e accelerazione spettrale.

Esistono in letteratura centinaia di relazioni empiriche collettivamente note con il nome di GMPE (Ground Motion Prediction Equations); tali relazioni fanno però riferimento ad aree geografiche e a contesti geodinamici diversi e sono spesso caratterizzate da diverse forme funzionali. Vanno quindi selezionate le GMPE che si ritengono più consone all'ambito di applicazione (contesto geodinamico, *dataset* di riferimento, intervalli di magnitudo definiti, ecc.) tra quelle più recentemente pubblicate. Lo sviluppo delle reti di osservazione fa sì che oggi, per ogni terremoto, si abbia un numero di dati impensabile anche in un passato recente. Basti pensare che il terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 (M_w 6.9) venne registrato da 21 stazioni accele-

rometriche, la più vicina delle quali era a circa 19 chilometri dall'epicentro, mentre quello di Norcia del 30 ottobre 2016 (M_w 6.5) è stato registrato da oltre 230 stazioni accelerometriche, delle quali 19 poste nei primi 20 chilometri dall'epicentro; solo questo dato fa comprendere come modelli di attenuazione più vecchi di 10-15 anni siano da scartare perché sicuramente non si basano su questa ricchezza di dati, soprattutto in aree di "*near field*", ovvero nelle immediate vicinanze della faglia sismogenetica, dove gli scuotimenti registrati sono in realtà molto più elevati di quanto si ipotizzasse fino a pochi anni fa.

L'impatto delle GMPE sulla stima della pericolosità sismica è dimostrato in molti studi, tra cui Meletti et al. (2014). Trattandosi comunque di modelli empirici, la cui incertezza è molto elevata, è ormai prassi consolidata l'utilizzo di più modelli da combinare in un approccio ad albero logico. Per lo stesso motivo deve essere preso in considerazione non solo e non tanto il valore medio predetto da un certo modello, bensì il valore che si ottiene considerando anche l'incertezza (deviazione standard) associata. Non considerare tale incertezza è ormai considerato un errore che inficia le stime di pericolosità sismica, potenzialmente causando gravi sottostime.

A mero titolo di esempio la Tabella 3.1 riporta le relazioni di attenuazione (valide per aree attive a sismicità crostale) che sono state preliminarmente selezionate dal Centro Pericolosità Sismica dell'INGV per l'aggiornamento del modello di pericolosità sismica di riferimento per l'Italia. Si tratta di relazioni tra le più recenti tra quelle presenti in letteratura. Si noti l'estrema variabilità delle caratteristiche dei modelli relativamente ad area di copertura dei dati (un modello sviluppato per l'area italiana, cinque per l'area pan-Europea e sei a scala mondiale), intervalli di magnitudo, intervalli di distanza sito-sorgente, metodo di calcolo della distanza (distanza epicentrale o ipocentrale, distanza Joyner-Boore, distanza dalla rottura), e periodi spettrali disponibili.

A differenza delle relazioni di attenuazione adottate nell'attuale modello di pericolosità di riferimento MPS04-S1, ovvero la Ambraseys et al. (1996) e la Sabetta e Pugliese (1996), che consideravano la massima componente orizzontale del moto, i modelli più recenti utilizzano la media geometrica delle due componenti o un parametro simile (il cosiddetto valore RotD50 definito in Boore, 2010). Tra le relazioni elencate in Tabella 4.1 ne sono state poi selezionate quattro, basandosi sul confronto (analisi di *ranking*) con le registrazioni accelerometriche contenute nel database italiano (ITACA, http://itaca.mi.ingv.it/) e in quello europeo (ESM, http://esm.mi.ingv.it/), aggiornato con i dati degli eventi più forti della recente sequenza in Italia centrale (fino a ottobre 2016). Le quattro relazioni, che devono poi essere combinate con diversi pesi in una struttura ad albero logico, sono le seguenti: Bindi et al. (2011) e Akkar et al. (2014), derivate rispettivamente da un database italiano e uno pan-europeo (una alternativa alla seconda relazione potrebbe essere quella di Bindi et al. (2014), che risulta anche la migliore per magnitudo maggiore di 5 e distanza inferiore a 50 km); Boore et al. (2014) e Cauzzi et al. (2015), derivate da database mondiali.

Per valutazioni di pericolosità a scala più locale, quali quelle relative alle dighe, è inoltre opportuno verificare l'eventuale disponibilità di modelli di attenuazione recenti definiti a scala regionale e valutarne l'utilizzo in combinazione con i modelli più generali (es. italiani ed europei). Nel caso invece di zone vulcaniche, dove le modalità dell'attenuazione sono completamente diverse, devono essere adottati modelli sviluppati *ad hoc* (es. Tusa e Langer, 2016, per l'area etnea).

3.3.4. Punti-chiave per comprendere l'accuratezza della valutazione della pericolosità sismica

Nello schema che segue si riassumono brevemente gli elementi irrinunciabili e gli aspetti di criticità che caratterizzano qualunque valutazione della pericolosità sismica:

- deve sempre valere il principio della trasparenza delle analisi e dei calcoli svolti, per consentirne la riproducibilità;
- devono essere prese in considerazione le incertezze relative a tutti i dati di *input*, anche per la valutazione di scenari deterministici, per evitare sottostime degli scuotimenti;
- devono essere sempre espresse le incertezze dei calcoli eseguiti, e devono essere descritte le eventuali incompletezze dei dati utilizzati;

- tutte le informazioni riportate nell'analisi sismotettonica devono essere utilizzate nella valutazione della pericolosità sismica. Se questo non avviene, l'esclusione deve essere adeguatamente motivata;
- il confronto tra spettro di risposta calcolato e spettro di riferimento di normativa non può essere solo qualitativo, ma anche quantitativo, in particolare per periodi spettrali di interesse per la struttura;
- la stima della pericolosità sismica non può essere guidata dal criterio di "consistenza" con il modello di riferimento (MPS04-S1). Lo scopo della rivalutazione infatti è proprio quello di verificare se approcci e dati diversi, o più aggiornati, o di maggior dettaglio portano ad un incremento della pericolosità del sito della diga rispetto ai valori previsti dalla normativa.

4. Bibliografia

Abrahamson, N. A., W. J. Silva e R. Kamai (2014). Summary of the ASK14 Ground motion relation for active crustal regions. Earthq. Spectra, 30(3), 1025–1055.

Akkar, S., e J. J. Bommer (2010). Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East. Seismological Research Letters, 81(2), 195-206.

Akkar, S., M. A. Sandıkkaya e J. J. Bommer (2014). Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. Bull. Earthquake Eng., 12(1), 359–387, doi:10.1007/s10518-013-9461-4.

Allen, C. R., e L. S. Cluff (2000). Active faults in dam foundations: an update. Proc. 12th World Conf. on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, Paper 2490, 8 pp. (http://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/2490.pdf)

Ambraseys, N. N., e K. A. Simpson (1996). Prediction of vertical response spectra in Europe, EESD, vol. 25, 401-412.

Ambraseys, N. N., K. A. Simpson e J. J. Bommer (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 25, 371-400.

Azzaro, R., M. S. Barbano, R. Rigano e B. Antichi (2000). Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia. In F. Galadini, C. Meletti & A. Rebez (a cura di), Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-99), CNR-Gruppo Nazionale per Ia Difesa dai Terremoti, Roma, 31-38.

Basili, R., G. Valensise, P. Vannoli, P. Burrato, U. Fracassi, S. Mariano, M. M. Tiberti e E. Boschi (2008). The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology, Tectonophysics, 447, doi:10.1016/j.tecto.2007.04.014.

Basili, R., Kastelic, V., Valensise, G., and DISS Working Group (2009). DISS3 tutorial series: Guidelines for compiling records of the Database of Individual Seismogenic Sources, version 3, Rapporti Tecnici INGV,. 108, 20 pp., http://portale.ingv.it/produzione-scientifica/rapporti-tecnici-ingv/archivio/rapporti-tecnici-2009/.

Basili, R., M. M. Tiberti, V. Kastelic, F. Romano, A. Piatanesi, J. Selva e S. Lorito (2013). Integrating geologic fault data into tsunami hazard studies. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 1.025-1.050, doi:10.5194/nhess-13-1025-2013.

Bigi, G., D. Cosentino, M. Parotto, R. Sartori e P. Scandone (1990). Structural Model of Italy and Gravity Map, 1:500,000. Quad. Ric. Scientifica, 114, 3, S.EL.CA Florence.

Bindi, D., F. Pacor, L. Luzi, R. Puglia, M. Massa, G. Ameri e R. Paolucci (2011). Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database. Bull. Earthquake Eng., 9(6), 1899–1920, doi:10.1007/s10518-011-9313-z.

Bindi, D., M. Massa, L. Luzi, G. Ameri, F. Pacor, R. Puglia e P. Augliera (2014). Pan-European ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods up to 3.0 s using the RESORCE dataset. Bull. Earthquake Eng., 12(1), 391–430, doi:10.1007/s10518-013-9525-5.

Bommer, J.J., J. Douglas e F. O. Strasser (2003). Style-of-faulting in ground-motion prediction equations. Bulletin of Earthquake Engineering 1, 171-203.

Bonini, L., D. Di Bucci, G. Toscani, S. Seno e G. Valensise (2014). On the complexity of surface ruptures

during normal faulting earthquakes: excerpts from the 6 April 2009 L'Aquila (Central Italy) earthquake (Mw 6.3). Solid Earth, 5, 389–408, doi: 10.5194/se-5-389-2014.

Bonini, L., R. Basili, G. Toscani, P. Burrato, S. Seno e G. Valensise (2015). The role of pre- existing discontinuities in the development of extensional faults: an analog modeling perspective. J. Struct. Geol., 74, 145–158, doi: 10.1016/j.jsg.2015.03.004.

Boore, D. M. (2010). Orientation-independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion. Bull. Seismol. Soc. Am., 100(4), 1830–1835, doi:10.1785/0120090400.

Boore, D. M., J. P. Stewart, E. Seyhan e G. M. Atkinson (2014). NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthq. Spectra, 30(3), 1057–1085, doi:10.1193/070113EQS184M.

Boschi, E., G. Ferrari, P. Gasperini, E. Guidoboni, G. Smriglio e G. Valensise (1995). Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, I.N.G. e S.G.A. editori, Bologna, 973 pp., con CD-ROM.

Boschi, E., E. Guidoboni, G. Ferrari, G. Valensise e P. Gasperini (1997). Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990. Istituto Nazionale di Geofisica e SGA editori, Bologna, 644 pp..

Boschi, E., E. Guidoboni, G. Ferrari, D. Mariotti, G. Valensise e P. Gasperini (a cura di) (2000). Catalogue of Strong Italian Earthquakes. Annali di Geofisica, 43(4), pp. 268, con database su CD-ROM.

Bosi, C. (1975) Osservazioni preliminari su faglie probabilmente attive nell'Appennino Centrale. Boll. Soc. Geol. It., 94, 827-859.

Bray, J.D., R. B. Seed, L. S.Cluff e H. B. Seed (1994). Earthquake fault propagation through soil. J. Geotech. Eng. 120, 543–561, doi: 10.1061/(ASCE)0733- 9410(1994)120:3(543).

Bullard, T., e W. Lettis (1993). Quaternary fold deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. J. Geophys. Res. 98, 8349-8369.

Burrato, P., M. E. Poli, P. Vannoli, A. Zanferrari, R. Basili e F. Galadini (2008). Sources of MW 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: An updated view based on geolgical and seismological evidence. Tectonophysics 453, 157 ‐ 176.

Camassi, R., e M. Stucchi (1997). NT4.1: un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno (versione NT4.1.1 luglio 1997). Milano, rapporto tecnico GNDT, 86 pp. (http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html).

Campbell, K. W., e Y. Bozorgnia (2014). NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra. Earthq. Spectra, 30(3), 1087–1115, doi:10.1193/062913EQS175M.

Cauzzi, C., e E. Faccioli (2008). Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records. Journal of Seismology 12, 453–475.

Cauzzi, C., E. Faccioli, M. Vanini e A. Bianchini (2015). Updated predictive equations for broadband (0.01–10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a global dataset of digital acceleration records. Bull. Earthquake Eng. 13, 1587-1612.

Chiou, B. S. J., e R. R. Youngs (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. Earthq. Spectra, 30(3), 1117–1153, doi:10.1193/072813EQS219M.

CRWMS M&O (Civilian Radioactive Waste Management System Management and Operating Contractor) (1998). Probabilistic seismic hazard analyses for fault displacement and vibratory ground motion at Yucca Mountain, Nevada, U.S. Department of Energy DE-AC04-94AL85000, prepared for the U.S. Geological Survey, 3 volumes.

Comerci, V., A. M. Blumetti, E. Brustia, P. Di Manna, L. Guerrieri, M. Lucarini e E. Vittori (2013) Landslides induced by the 1908 Southern Calabria: Messina earthquake (Southern Italy). In: C. Margottini, P. Canuti e K. Sassa K (Editors), Landslide science and practice: complex environment. Springer, Heidelberg. ISBN 978-3-642-31426-1, doi: 10.1007/978-3-642-31427-8

Commissione tecnica per la microzonazione sismica (2015). Linee-guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC), Versione 1.0, 55 pp. (http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/Linee_Guida_Faglie_Attive_Capaci_2016.pdf).

Coppersmith, K. J., e R. R. Youngs (1992). Modeling fault rupture hazard for the proposed repository at Yucca Mountain, Nevada. Proceedings of the Third International Conference on High Level Radioactive Waste Management, Las Vegas, Nevada, April 12-16, 1, 1.142-1.150.

Derras, B., P.-Y. Bard e F. Cotton (2014). Towards fully data driven ground-motion prediction models for Europe. Bull. Earthquake Eng., 12(1), 495–516, doi: 10.1007/s10518-013-9481-0.

Dolan, J. F., e J. P. Avouac (2007). Introduction to special section: Active Fault-Related Folding: Structural Evolution, Geomorphologic Expression, Paleoseismology, and Seismic Hazards. J. Geophys. Res., 112, B3, doi: 10.1029/2007JB004952.

ENEL (1977). Catalogo dei terremoti italiani avvenuti dopo l'anno 1000. ENEL, file ad uso interno.

Federal Emergency Management Agency (FEMA) (2005). Federal Guidelines for Dam Safety: Earthquake Analyses and Design of Dams, 45 pp. + appendici, maggio 2005 (https://www.fema.gov/media-library-data/20130726-1500-20490-5113/fema-65.pdf).

Finocchio, D., S. Barba e R. Basili (2016). Slip rate depth distribution for active faults in Central Italy using numerical models. Tectonophysics, 687, 232-244, doi: 10.1016/j.tecto.2016.07.031.

Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States. Seismological Research Letters, 66, 8–21.

Fraser, W. A. (2001). California Division of Safety of Dams: fault activity guidelines. Rapporto interno del Division of Safety of Dams California Department of Water Resources, 9 pp., http://www.water.ca.gov/damsafety/docs/fault.pdf.

Galadini F., M. E. Poli e A. Zanferrari (2005). Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with M>6 in the eastern Southern Alps (Thiene ‐ Udine sector, NE Italy). Geophys. J. Int., 161, 739 ‐ 762.

Galli P., F. Galadini e D. Pantosti (2008). Twenty years of paleoseismology in Italy. Earth Sci. Rev., 88, 89-117. doi: 10.1016/j. earscirev.2008.01.001.

Gardner, J. K., e L. Knopoff (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? Bull. Seism. Soc. Am., 64(5), 1.363-1.367.

Gibbard, P. L., M. J. Head e M. J. C. Walker, The Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2009). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. Journal of Quaternary Science 24, doi: 10.1002/jqs.1338.

Giraudi, C. (1989). Datazione di un evento sismico preistorico con metodi geologici e radiometrici: Piani di Aremogna e delle Cinque Miglia. In: E. Guidoboni (Editor), I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area mediterranea. I.N.G. and S.G.A, Bologna, 53–64.

Gruppo di Lavoro CPTI (1999). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 1 (CPTI99, luglio 1999). ING-GNDT-SGA-SSN, Bologna, 92 pp. http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/.

Gruppo di Lavoro CPTI (2004). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna. http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/.

Gruppo di Lavoro MPS (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, 65 pp. + 5 appendici.

Gruppo di Lavoro MS (2008). Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica. Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e Province autonome. Tre volumi e un DVD (http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137).

Guidoboni, E., G. Ferrari, D. Mariotti, A. Comastri, G. Tarabusi e G. Valensise (2007). CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500), INGV-SGA, http://storing.ingv.it/cfti4med/.

Gürpinar, A., L. Serva, F. Livio e Paul C. Rizzo (2017). Earthquake-induced crustal deformation and consequences for fault displacement hazard analysis of nuclear power plants. Nuclear Engineering and Design, 311, 69–85, doi: 10.1016/j.nucengdes.2016.11.007

Gutenberg, B., e C. F. Richter (1944). Frequency of earthquakes in California. Bull. Seism. Soc. Am., 34, 4, 1.985-1.988.

Haller, K. M., e R. Basili (2011). Developing seismogenic source models based on geologic fault data. Seismol. Res. Lett., 82, 519– 525, doi: 10.1785/gssrl.82.4.519, 2011.

Idriss, I. M. (2014). An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. Earthq. Spectra, 30(3), 1155-1177, doi: 10.1193/070613EQS195M.

International Atomic Energy Agency (IAEA) (2000). Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations. Specific Safety Guide - IAEA Safety Standards Series No. SSG-9, 56 pp. (http://www-pub.iaea.org/MTCD/Publications/PDF/Pub1448_web.pdf).

ISIDe Working Group (2016). ISIDe version 1.0, doi: 10.13127/ISIDe.

Kijko, A., e G.Graham (1998). Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I: estimation of maximum regional magnitude Mmax. Pure and Applied Geophysics, 152, 413-442.

Kuehn, N. M., e F. Scherbaum (2015). Ground-motion prediction model building: a multilevel approach. Bull. Earthquake Eng., 13(9): 2481–2491, doi: 10.1007/s10518-015-9732-3.

Lee, J.C., H. T. Chu, J. Angelier, Y. C. Chan, J. C. Hu, C. Y. Lu e R. J. Rau (2002). Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw=7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures, Journal of Structural Geology, 24, 1, 173-192, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00056-6.

Lekkas, E. (2000). Analysis of damage parameters of the Chi-Chi Taiwan earthquake.In: C. A. Brebbia (Editor), Risk Analysis II, WIT Press, ISBN 1-85312-830-9, 419-432.

Lettis, W. R., D. L. Wells e J. N. Baldwin (1997). Empirical observations regarding reverse earthquakes, blind thrust faults, and Quaternary deformation: are blind thrust faults truly blind? Bull. Seism. Soc. Am., 87, 5, 1.171-1.198.

Locati, M., A. Rovida, P. Albini e M. Stucchi (2014). The AHEAD Portal: A Gateway to European Historical Earthquake Data. Seism. Res. Lett., 85, 3, 727-734. doi: http://doi.org/10.1785/0220130113.

Locati M., R. Camassi e M. Stucchi (a cura di) (2011). DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11

Locati, M., R. Camassi, A. Rovida, E. Ercolani, F. Bernardini, V. Castelli , C. H. Caracciolo, A. Tertulliani, A. Rossi, R. Azzaro, S. D'Amico, S. Conte, E. Rocchetti (2016). DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, doi: 10.6092/INGV.IT-DBMI15.

Luzi, L., S. Hailemikael, D. Bindi D, F. Pacor, F. Mele e F. Sabetta (2008). ITACA (ITalian ACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data, Seismological Research Letters, 79(5), 716–722. Doi: 10.1785/gssrl.79.5.716

Massa, M., S. Lovati, G. Franceschina, E. D'Alema, S. Marzorati, S. Mazza, M. Cattaneo, G. Selvaggi, A. Amato, A. Michelini e P. Augliera (2014). ISMD, a web portal for the real time processing and dis- semination of INGV strong-motion data. Seism. Res. Lett., vol. 85, n. 4, 727-734.

Meletti, C., E. Patacca e P. Scandone (2000). Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. Pure Appl. Geophys. 157, 11–35.

Meletti, C., F. Galadini, G. Valensise, M. Stucchi, R. Basili, S. Barba, G. Vannucci e E. Boschi (2008). A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory, Tectonophysics, 450, 85–108, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.003.

Meletti, C., A. Rovida, V. D'Amico e M. Stucchi M. (2014). Modelli di pericolosità sismica per l'area italiana: "MPS04-S1" e "SHARE". Progettazione Sismica, 5(1), 15-25, doi: 10.7414/PS.5.1.15-25

Michetti, A. M., L. Serva e E. Vittori (2000) ITHACA. Italy Hazard from Capable Faults: a database of active faults of the Italian onshore territory. CD-ROM e note esplicative, pubblicata da APAT, Roma.

Monachesi, G., e M. Stucchi (1997). DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno. GNDT, Rapporto interno, Milano-Macerata, 1997.

Moss, R. E., e Z. E. Ross (2011). Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis for Reverse Faults. Bull. Seism. Soc. Am., 101(4), 1,542-1,553, doi: 10.1785/0120100248

Pacor, F., R. Paolucci, L. Luzi, F. Sabetta, A. Spinelli, A. Gorini, M. Nicoletti, S. Marcucci, L. Filippi e M. Dolce (2011). Overview of the Italian strong motion database ITACA 1.0. Bull. Earthquake Eng., 9(6), 1723–1739. Doi: 10.1007/s10518-011-9327-6.

Pantosti, D., L. Sagnotti e G. Valensise (1989). Il ruolo della paleosismologia nella mitigazione del rischio sismico nell'Appennino centro-meridionale. Rend. Soc. Geol. It. 13, 47–56.

Pantosti, D., D. P. Schwartz e G. Valensise (1993). Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy. J. Geophys. Res. 98, 6.561–6.577.

Pantosti, D., e G. Valensise (1990). Faulting mechanism and complexity of the 23 November 1980, Campa-

nia-Lucania earthquake, inferred from surface observations. J. of Geophys. Res., 95, 15,319-15,341.

Postpischl, D. (1985). Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980. Progetto Finalizzato Geodinamica. Quaderni de «La Ricerca Scientifica», n.114, v.2B.

Rajendran, K., C. Rajendran, M. Thakkar e M. Tuttle (2001). The 2001 Kutch (Bhuj) earthquake: Coseismic surface features and their significance. Curr. Sci., 80 (11), 1.397–1.405.

Richter, C. F. (1958) Elementary seismology. Freeman & Co. (editore), San Francisco, 768 pp.

Rovida, A., R. Camassi, P. Gasperini e M. Stucchi (a cura di) (2011). CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI.

Rovida, A., M. Locati, R. Camassi, B. Lolli e P. Gasperini (a cura di) (2016). CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15.

Sabetta, F., e A. Pugliese (1996). Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions. Bull. Seism. Soc. Am., 86(2), 337-352.

Serva, L., A. M. Blumetti e A. M. Michetti (1986). Gli effetti sul terreno del terremoto del Fucino (13 gennaio 1915); tentativo di interpretazione della evoluzione tettonica recente di alcune strutture. Mem. Soc. Geol. It., 35, 893-907.

Shaw, J. H., e P. M. Shearer (1999). An elusive blind-thrust fault beneath metropolitan Los Angeles. Science, 283, 5407, 1516-1518, doi:10.1126/science.283.5407.1516.

Sherard, J. L., L.S. Cluff e C.R. Allen (1974). Potentially active faults in dam foundations. Geotechnique, 24, 367-428.

Slejko, D., L. Peruzza e A. Rebez (1998). The seismic hazard maps of Italy. Ann. Geophys, 41 (2), 183-214.

Slemmons, D. B., e R. McKinney (1977). Definition of "active fault": final report. Vicksburg, Miss.: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Soils and Pavements Laboratory, http://hdl.handle.net/2027/uiug.30112007602383.

Strom, A. (2015). Surface Faulting at Structures' Foundation: Assessment of The Residual Risk After Implementation of Protection Measures. Proceedings of the International Conference on Engineering Geology in New Millennium, At Indian Institute of Technology, New Delhi, India, Volume: Special Publication of Journal of Engineering Geology, October 2015, 1.437-1.444.

Stucchi, M., C. Meletti, V. Montaldo, H. Crowley, G. M. Calvi e E. Boschi (2011). Seismic Hazard Assessment (2003–2009) for the Italian Building Code. Bull. Seismol. Soc. Am., 101 (4), 1885–1911.

Tusa, G., e H. Langer (2016). Prediction of ground motion parameters for the volcanic area of Mount Etna. J. Seismol., 20: 1–42 doi 10.1007/s10950-015-9508-x.

Unites States Nuclear Regulatory Commission (U.S. NRC) (2011). Appendix A to Part 100 - Seismic and Geologic Siting Criteria for Nuclear Power Plants (https://www.nrc.gov/reading-rm/doc-collections/cfr/part100/part100-appa.html).

Valensise, G., e E. Guidoboni (2000). Earthquake effects on the environment: from historical descriptions to thematic cartography, Annali di Geofisica, 43(4), 747-763.

Valensise, G., e D. Pantosti (a cura di) (2001a). Database of potential sources for earthquakes larger than M

5.5 in Italy, Ann. Geofis., 44(4), Suppl., 183 pp. e database su CD-ROM.

Valensise, G., e D. Pantosti (2001b). The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review. J. Seismol., 5, 287-306.

Valensise, G., P. Vannoli, R. Basili, L. Bonini, P. Burrato, M. M. C. Carafa, U. Fracassi, V. Kastelic, F. E. Maesano, M. M. Tiberti e G. Tarabusi (2016). Fossil landscapes and youthful seismogenic sources in the central Apennines: excerpts from the 24 August 2016, Amatrice earthquake and seismic hazard implications. Annals of Geophysics, 59, Fast Track 5, doi: 10.4401/ag-7215.

Vannoli, P., P. Burrato e G. Valensise (2015). The seismotectonics of the Po Plain (Northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain. Pure Appl. Geophys., 172: 1105, doi:10.1007/s00024-014-0873-0

Wells, D. L., e K. J. Coppersmith (1993). Likelihood of surface rupture as a function of magnitude (abstract), Seismol. Res. Lett., 64 (1), 54.

Wells, D.L., e K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seismol. Soc. America, 84, 4, 974-1002.

Westaway, R., e J. A. Jackson (1984). Surface faulting in the southern Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980. Nature, 312, 436-438.

Willis, B. (1923). A fault map of California. Bull. Seismol. Soc. Am.,13, 1-12, with map.

Woessner, J., L. Danciu, D. Giardini, H. Crowley, F. Cotton, G. Grünthal, G. Valensise, R. Arvidsson, R. Basili, M. Demircioglu, S. Hiemer, C. Meletti, R. Musson, A. Rovida, K. Sesetyan, M. Stucchi and the SHARE consortium (2015). The 2013 European Seismic Hazard Model - Key Components and Results. Bull. Earthq. Eng., 13(12), 3.553-3.596, doi: 10.1007/s10518-015-9795-1

Youngs, R. R., W. J. Arabasz, R. E. Anderson, A. R. Ramelli, J. P. Ake, D. B. Slemmons, J. P. McCalpin, D. I. Doser, C. J. Fridrich, F. H. Swan, A. M. Rogers, J. C. Yount, L. W. Anderson, K. D. Smith, R. L. Bruhn, P. L. K. Knuepfer, R. B. Smith, C. M. dePolo, D. W. O'Leary, K. J. Coppersmith, S. K. Pezzopane, D. P. Schwartz, J. W. Whitney, S. S. Olig, G. R. Toro (2003). A methodology for Probabilistic Fault Displacement Hazard Analysis (PFDHA). Earthquake Spectra, 19 (1), 191-219, doi: 10.1193/1.1542891