

RGT - RETE GEOTERMICA TOSCANA s.r.l.

VIA ERNESTO ROSSI N°9 - 52100, AREZZO

P.I. - 03263030540 C.S. 120.000,00 i.v.

PEC: retegeotermicatoscana@pec.it

Impianto Geotermico Pilota Castelnuovo



MAGMA ENERGY ITALIA S.R.L.

00	09/05/2017	Aggiornamento	Magma Energy Italia/GE.MIN.A	Magma Energy Italia S.r.l.	Rete Geotermica Toscana
00	06/11/2015	Emissione	Magma Energy Italia S.r.l.	Magma Energy Italia S.r.l.	Rete Geotermica Toscana
REV.	DATA	OGGETTO	PREPARATO	CONTROLLATO	APPROVATO

PROGETTISTA:

magma
ENERGY ITALIA

GE MIN A
SOCIETÀ PROFESSIONALE

TITOLO:

STUDIO E MONITORAGGIO DELLA SISMICITA'

NOTE:

IDENTIFICAZIONE ELABORATO

C A S 0 2 D E A M R 0 0 7

ARGOMENTO PROGETTO LIVELLO AREA TIPO PROGRESSIVO

Questo documento contiene informazioni di proprietà della RETE GEOTERMICA TOSCANA e può essere utilizzato esclusivamente dal destinatario in relazione alle finalità per le quali è stato ricevuto. È vietata qualunque forma di riproduzione o divulgazione senza l'esplicito consenso della RETE GEOTERMICA TOSCANA.

FOGLIO:

1 di

FORMATO:

A4

STUDIO E MONITORAGGIO DELLA SISMICITA' – REV. 01

MAGGIO 2017

INDICE:

0. Introduzione.....	3
1. La Sismicità storica e strumentale dell'area.....	5
1.1 Pericolosità Sismica.....	5
1.1.1 La pericolosità Sismica dell'area di interesse.....	5
1.1.2 Stime di pericolosità con l'approccio standard.....	5
1.1.3 La Pericolosità Sismica nella zona del Comune di Castelnuovo Val di Cecina.....	7
1.1.4 Stime di pericolosità con l'approccio Macrosismico.....	8
1.2 Analisi di Disaggregazione.....	10
1.2.1 Analisi di disaggregazione con l'approccio standard.....	10
1.2.2 Analisi di disaggregazione con l'approccio Macrosismico.....	10
1.3 La Sismicità naturale.....	13
1.3.1 I cataloghi storici (1900-1980).....	13
1.3.2 Il Catalogo dei Forti Terremoti in Italia e Mediterraneo (CFTI4MED).....	14
1.3.3 I cataloghi strumentali (1980-2012).....	16
1.3.3 I cataloghi Sismici di dettaglio per i centri abitati più vicini (CPTI15-DBMI15).....	19
1.4 La Sismicità rilevata strumentalmente rispetto ai Domini di Rilevazione.....	23
1.4.1 Il Catalogo Sismico "ISIDE" rispetto al dominio di rilevazione Enel Green Power..	23
1.4.2 Il Catalogo Sismico "ISIDE" rispetto al dominio di rilevazione del progetto Castelnuovo.....	25
1.4.3 Il nuovo Catalogo Sismico "CNT-INGV" rispetto ai domini di rilevazione.....	27
2. Resoconto sugli Studi sulla Sismicità Indotta.....	34
2.1 Principali Studi sulla Sismicità Indotta nel Mondo.....	34
2.1.1 National Academy of Sciences, 2013.....	34
2.1.2 Evans et al, 2012.....	38
2.1.3 Ground Water Research & Education Foundation -White paper on induced seismicity, 2013.....	40
2.1.4 Geothermal Engineering Integrating Mitigation of Induced Seismicity in Reservoirs (Progetto "GEISER/FP7", 2013).....	42
2.1.5 Altri studi, pubblicazioni e rapporti.....	47
2.2 Gli Studi sulla Sismicità Indotta nei campi geotermici in Italia.....	51
2.2.1 Studio sismologico del campo geotermico di Larderello-Travale (Batini et al. 1985)	51
2.2.2 Nuovi dati sulla sismicità del campo geotermico di Larderello-Travale (INGV 2013/2014).....	53
2.2.3 Le componenti dipolari nei meccanismi di sorgente del campo geotermico.....	55
2.2.4 Meccanismi focali e campo di sforzo attivo a Larderello-Travale.....	55
2.2.5 Il Rapporto "Ichese".....	56
2.2.6 Le Linee-Guida MISE sulla Sismicità (2014).....	58
2.2.7 Lo Studio ISPRA (2014).....	59
2.3 Linee-Guida MISE sulla Geotermia (2016).....	60

2.3.1 Premessa.....	60
2.3.2 Le Linee Guida.....	61
2.4 Conclusioni in base agli studi sulla Sismicità Indotta.....	65
3. La Meccanica della Frattura.....	67
3.1 Modelli Standard di Frattura.....	67
3.1.1 Modello dei Piani di debolezza (Plane of weakness model).....	69
3.2 Modelli di Frattura con Dilatazione.....	72
4. Il Campo di Stress.....	74
4.1 Incognite e incertezze nella determinazione del Campo di Stress.....	74
4.1.1 Stato tensionale in roccia integra.....	75
4.1.2 Stato tensionale in roccia pre-fratturata.....	76
5. Il Modello di Serbatoio e di pozzo.....	78
5.1 Simulazione di Pozzo.....	78
5.2 La Variazione di Pressione indotta dalla Reiniezione.....	79
6. Previsioni sulla Sismicità Indotta.....	82
6.1 Approccio Osservazionale.....	82
6.2 Approccio sec. McGarr, 2014.....	83
6.3 Approccio Geomeccanico.....	85
7. Protocollo di gestione delle operazioni in base al Monitoraggio della Sismicità.....	86
7.1 Caratteristiche principali del controllo sismico del campo geotermico.....	86
7.2 Metodo di Gestione e Allerta.....	89
7.3 I Criteri Operativi.....	92
7.3.1 Approfondimenti sulla valutazione dello “stato di sismicità anomala”	93
8. La Rete di Monitoraggio della Sismicità.....	97
8.1 Scelta dei siti.....	97
8.2 Layout costruttivi.....	99
8.3 Integrazione con la rete INGV.....	100
8.4 Tecniche di analisi dei dati.....	101
8.5 Storage e disponibilità dei dati.....	103

0. INTRODUZIONE

I sistemi geotermici sono generalmente localizzati in aree tettonicamente attive e caratterizzati dalla presenza di moderata sismicità che si manifesta con microterremoti di medio-bassa magnitudo (< 2) per la preesistenza di sistemi di fratture. Durante le fasi di coltivazione di un campo geotermico, le operazioni estrazione e reiniezione di fluidi geotermici possono, in alcuni casi, modificare lo stato tensionale delle strutture geologiche e provocare microterremoti.

Le aree geotermiche di Larderello-Travale e del Monte Amiata sono sistemi idrotermali e sono stati oggetto di monitoraggio microsismico sin dalla fine degli anni '70 (Batini et al. 1985, Batini et al. 1980). Tali aree sono collocate in una fascia caratterizzata da un'evoluzione tettonica e geodinamica complessa. Si tratta di un'area sottoposta a stress tensionali che si manifestano con il rilascio di energia lungo zone di debolezza strutturale con eventi sismici molto frequenti, relativamente superficiali (entro i 10 km di profondità), ma di moderata intensità.

Il permesso pilota “Castelnuovo” si trova sul margine Nord dell'area geotermica idrotermale di Larderello-Travale, adiacente alle Concessioni di Coltivazione Geotermiche vigenti e ricade all'interno di una zona sismicamente attiva, come dimostrato dai dati simologici raccolti sia in epoca storica che negli ultimi decenni con reti di rilevamento della microsismicità.

Nel presente rapporto sono passati in rassegna la sismicità storica e strumentale dell'area, gli studi internazionali e italiani sulla sismicità indotta, non solamente in ambito geotermico e le linee guida di gestione; sono analizzati i modelli meccanici di fratturazione delle rocce in serbatoio e i dati noti sul campo di sforzo; sono esaminate le variazioni che si prevede di indurre nel serbatoio con le operazioni, sulla base di un modello analitico; sono sviluppati vari approcci per una stima previsionale della sismicità indotta, in termini di massima magnitudo attesa; sono presentati un protocollo di gestione delle operazioni in base ai risultati del monitoraggio della sismicità.

La sismicità storica è fortemente caratterizzata da due eventi storici per i quali sono state stimate Magnitudo di 5.7 e 5.1 nei cataloghi più recenti, i cui effetti attesi in sito sono di grado VII-VIII MCS e $PGA = 0.18g$.

La sismicità strumentale degli ultimi 20 anni riporta, in un raggio di 20 km dal sito, n. 20 eventi con $M > 3.0$ fino a 3.8; di questi, 5 eventi sono sicuramente naturali (non indotti) mentre 15, pur ricadendo nel dominio delle attività geotermiche ENEL, non sono attribuibili né a cause naturali né indotte, per mancanza di dati.

Gli studi sulla sismicità indotta discriminano tra campi geotermici idrotermali, EGS e altre attività (oil&gas, dighe). La sismicità indotta si origina in prossimità del pozzo di iniezione e si propaga con il tempo in funzione della diffusione della pressione di poro. Le magnitudo diminuiscono all'aumentare del valore dell'iniettività.

I sistemi geotermici idrotermali esistono solo in zone tettonicamente attive e le operazioni di reiniezione possono incrementare il numero di eventi sismici di bassa magnitudo, contribuendo ad un rilascio graduale degli sforzi tettonici. Questo effetto nel campo geotermico di Larderello-Travale è stato accertato; altri studi hanno evidenziando l'esistenza di un sistema “pervasivo ed eterogeneo” di microfratture e osservato che lo slip sismico non si sviluppa necessariamente sui piani di frattura più favorevolmente orientati.

La valutazione del rischio da sismicità indotta non dovrebbe essere basato solo su metodi deterministici o probabilistici e vari studi, e con esso le linee-guida Ministeriali, concordano sul fatto di poter controllare le operazioni per mezzo di protocolli di monitoraggio centrati su un

dominio di rilevazione esteso 5 km attorno all'area di influenza dei pozzi (poche centinaia di m.).

Gli eventi sismici sono legati a modelli meccanici di fratturazione dei quali viene esaminata la formulazione analitica. Essi richiedono la determinazione di alcuni valori incogniti sia per i parametri meccanici che, soprattutto, per la determinazione del campo di stress; fissati i parametri, la frattura viene controllata dalla variazione di pressione di poro. Sono stati analizzati 5 modelli di stato tensionale che guidano a diversi valori della sovrappressione necessaria alla fratturazione; il valore più cautelativo (2.5 MPa) è in accordo con valori derivati da studi più generali (McGarr).

I modelli di serbatoio sono difficilmente accoppiabili a modelli di pozzo, i quali tengono conto dell'iniettività che determina il punto massimo di sovrappressione indotta. Con le iniettività attese è possibile stimare in massimo 15 bar la sovrappressione alla frattura in corrispondenza del pozzo, Sono stati esaminati vari metodi per stimare i valori della massima magnitudo attesa per eventi indotti. Secondo vari modelli, la sovrappressione di progetto non è sufficiente ad innescare sismicità.

Dati strumentali in un raggio di 20 km dal progetto documentano l'accadimento di quasi 1 evento/anno con $M > 3.0$, parte dei quali sono senza dubbio di origine naturale fino a $M = 3.8$. Per la parte di eventi ricadente all'interno dell'area geotermica industriale, in assenza di dati sulla reiniezione è impossibile discriminare gli eventuali eventi indotti da quelli naturali. Per questo motivo il sistema di controllo "semaforico" non è applicabile.

Viene presentato un protocollo di gestione delle operazioni geotermiche basato sul monitoraggio della sismicità, in accordo con le previsioni delle linee-guida Ministeriali. Il protocollo tiene conto di due fatti: 1) che la sismicità naturale può raggiungere magnitudo superiore di due ordini di grandezza rispetto alla sismicità strumentale rilevata negli ultimi 30 anni; 2) che la sismicità strumentale della zona documenta quasi 1 evento/anno con M compresa tra 3.0 e 3.8, una parte dei quali è certamente di origine naturale, mentre il resto non è ascrivibile né a cause naturali né artificiali non essendo disponibili dati sulle attività geotermiche di produzione e reiniezione con cui ricercare eventuali correlazioni.

Al fine di monitorare con maggior livello di dettaglio l'attività sismica nel dominio di rilevazione del progetto e nelle aree circostanti, verrà installata una idonea rete di rilevamento microsismico costituita da sismometri distribuiti nel dominio del progetto Castelnuovo. La rete sismica sarà quindi in grado di rilevare eventuali variazioni della sismicità eventualmente legate alle attività previste per la realizzazione del progetto industriale ed inoltre consentirà di acquisire i dati necessari a ricostruire un modello tridimensionale della velocità e, quindi, delle proprietà meccaniche che caratterizzano le strutture geologiche del sistema geotermico. Lo schema di rete è stato ridefinito in modo da rispondere ai requisiti previsti dalle più recenti Linee Guida sulla Geotermia (MISE 2016).

1. LA SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE DELL'AREA

I sistemi geotermici sono generalmente localizzati in aree tettonicamente attive e caratterizzati dalla presenza di moderata sismicità che si manifesta con microterremoti di medio-bassa magnitudo (< 2) per la preesistenza di sistemi di fratture.

La sismicità rilevata nelle aree geotermiche Toscane non sembra mostrare relazioni causa-effetto con le attività di perforazione in senso stretto, ma in qualche caso è correlabile alle operazioni di reiniezione dei fluidi. In particolare è stato osservato come la frequenza degli eventi sismici aumenti all'aumentare della quantità di fluido reiniettato nel sottosuolo mentre la magnitudo degli eventi tenda a diminuire, lasciando ipotizzare che il costante ma moderato rilascio di energia attraverso microterremoti, impedisca l'accumulo di grandi tensioni e riduca il numero di terremoti di magnitudo elevata. Tuttavia le informazioni su come effettivamente siano state gestite le operazioni di reiniezione non sono pubbliche, ed è quindi impossibile mettere in relazione diretta le portate di reiniezione con eventuali “cluster” di eventi.

Il permesso pilota “Castelnuovo” si trova sul margine Nord dell'area geotermica idrotermale di Larderello-Travale, adiacente alle Concessioni di Coltivazione Geotermiche vigenti e ricade all'interno di una zona sismicamente attiva, come dimostrato dai dati simologici raccolti sia in epoca storica che negli ultimi decenni con reti di rilevamento della microsismicità.

1.1 PERICOLOSITÀ SISMICA

1.1.1 LA PERICOLOSITÀ SISMICA DELL'AREA DI INTERESSE

Lo studio della pericolosità sismica è finalizzato in prima istanza alla definizione del massimo scuotimento sismico ragionevolmente atteso (ovvero caratterizzato da una fissata probabilità di eccedenza) in un intervallo di esposizione pre-determinato. In questa sede, tuttavia, questo tipo di indagine è inteso come preliminare rispetto allo studio, più importante, legato all'identificazione del tipo di terremoto rappresentativo di questo scuotimento massimo in termini di una generica coppia magnitudo/distanza (p.es., McGuire, 1994), ovvero una classe di eventi storicamente determinati (Pace et al., 2012; Albarello, 2012). La trattazione si articola quindi in **due parti**. Nella prima viene descritta la **pericolosità sismica della zona** come ricavata dalle analisi standard del tipo Cornell-McGuire disponibili per il territorio italiano (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>) e da analisi condotte mediante un approccio alternativo di tipo macrosismico ovvero basato sull'analisi delle storie sismiche di sito (Albarello e Mucciarelli, 2002). Nella seconda parte, queste analisi sono considerate come base per **studi di disaggregazione**, condotti rispettivamente con un approccio standard (Barani et al., 2009) con il metodo Cornell-McGuire e con un approccio di tipo differente (Albarello, 2012) a partire dall'approccio macrosismico.

1.1.2 STIME DI PERICOLOSITÀ CON L'APPROCCIO STANDARD

Stime di pericolosità dedotte con un approccio standard sono state eseguite per tutto il territorio nazionale dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia nel 2007 (Stucchi et al., 2007). La base metodologica è quella definita inizialmente da Cornell (1968) ed implementata nel codice di calcolo SEISRISK III (Bender e Perkins, 1987). Fondamentalmente il protocollo di calcolo è basato su tre elementi informativi: la geometria delle zone sismogeniche (intese come aree caratterizzate da una uniforme probabilità di generazione di terremoti alle diverse magnitudo con specifici tassi di occorrenza), un catalogo sismico epicentrale (in questo caso il catalogo CPT104 di Camassi e Stucchi del 1997) e di leggi di attenuazione dello scuotimento sismico valide per il territorio nazionale. Per i dettagli della metodologia si rimanda a Stucchi et al. (2011) e si segnala che, nonostante le possibili criticità del metodo nella sua declinazione italiana (p.es., Mucciarelli et al., 2008; Albarello

e D'Amico 2008; Mucciarelli e Albarello, 2012), si tratta di una procedura di stima del tutto in linea con gli standard internazionali. La zona di Castelnuovo Val di Cecina, così come più nel dettaglio quella del P.R. Castelnuovo, si trova all'interno della zona sismogenica 921 (Fig. 1) indicata da Meletti et al. (2008) come caratterizzata da sismicità con meccanismi di faglia di tipo normale con eventi sismici sporadici di magnitudo intermedia.

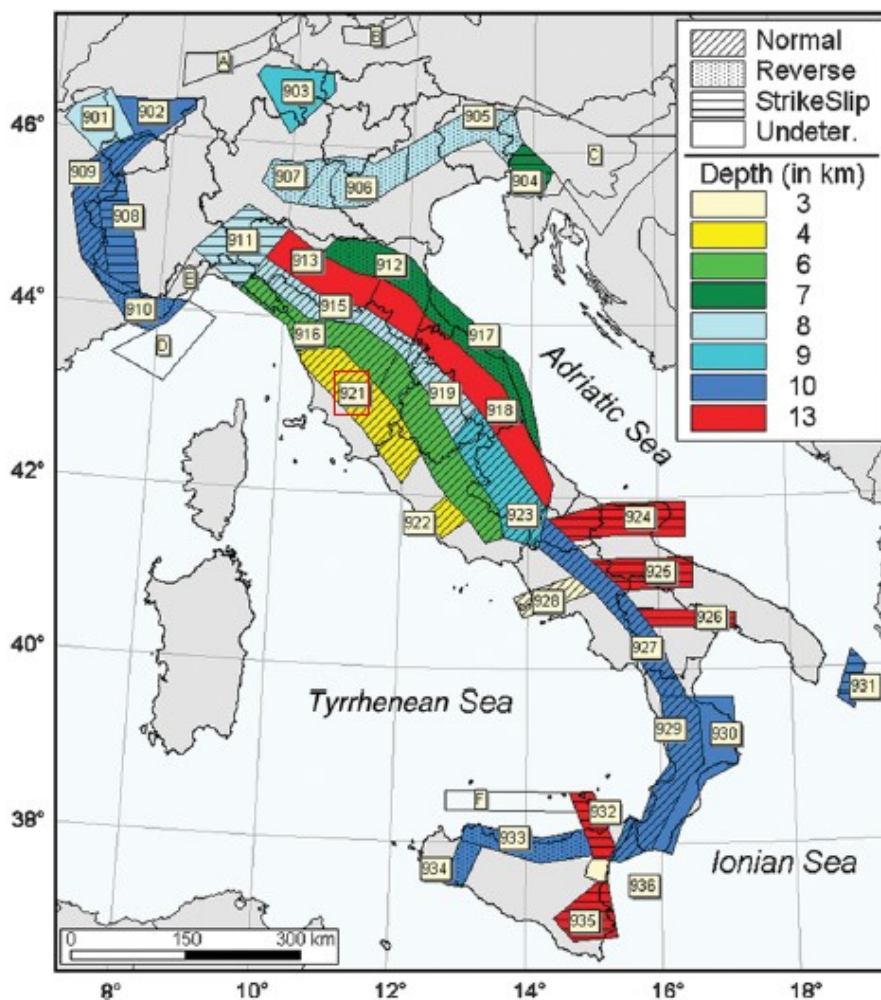


Fig. 1. Zone sismogeniche utilizzate per la stima della pericolosità sismica secondo l'approccio standard (Stucchi et al., 2011).

La stima della pericolosità legata ai terremoti è un tema di rilievo, di conseguenza la conoscenza approfondita e la corretta collocazione delle "faglie capaci", ossia faglie in grado di generare sismi con effetti evidenti o catastrofici (ad esempio i terremoti del 1693 in Sicilia orientale, 1783 in Calabria, 1805 a Bojano, 1908 a Messina e 1915 nel Fucino), assume un ruolo chiave per la mitigazione del rischio. A questo scopo, il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA ha sviluppato il progetto ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults), un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili riguardo le strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali. Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie. Si riporta la carta di tali faglie relative al centro Italia (Fig. 2), che evidenzia che **nella zona di interesse (cerchio rosso) non è segnalata la presenza di faglie capaci.**

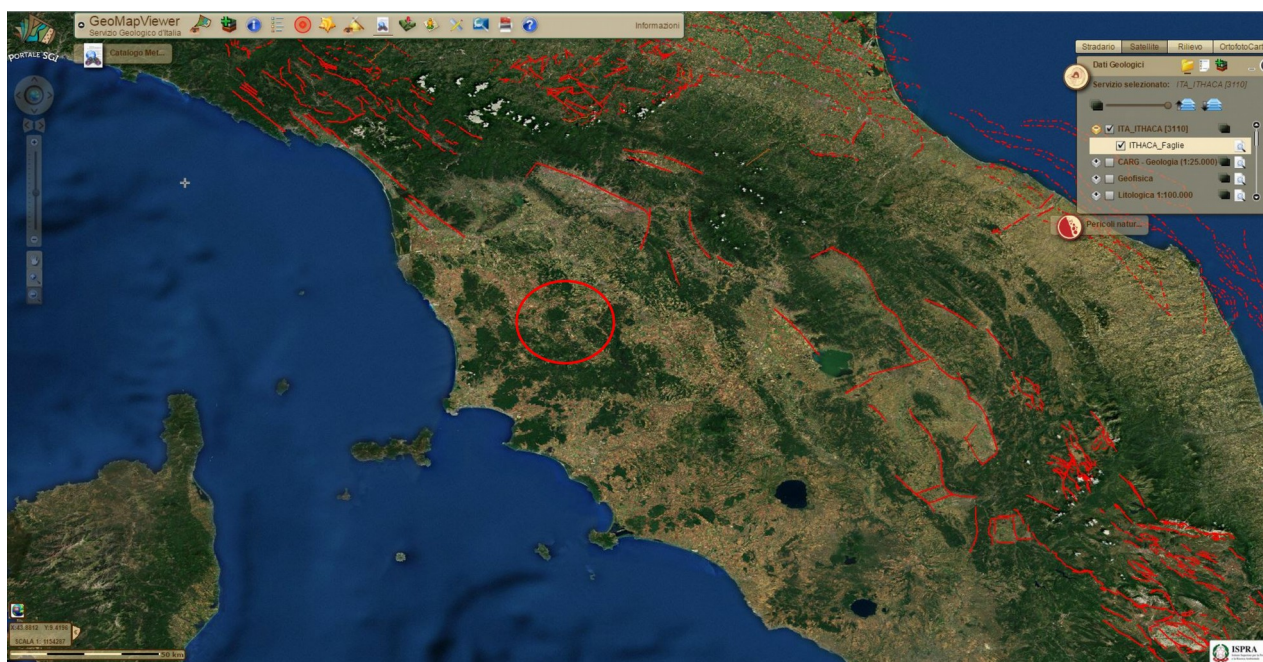


Fig. 2. Mappa delle faglie capaci e localizzazione della zona in esame (da ITHACA).

1.1.3 LA PERICOLOSITÀ SISMICA NELLA ZONA DEL COMUNE DI CASTELNUOVO VAL DI CECINA

Secondo la **classificazione sismica della Regione Toscana**, approvata con Delib.G.R. n. 421 del 26/05/2014 pubblicata sul BURT Parte Seconda n. 22 del 04.06.2014, che aggiorna l'allegato 1 della deliberazione GRT n. 878 dell'8 ottobre 2012, recante “Aggiornamento della classificazione sismica regionale in attuazione dell'O.P.C.M. 3519 /2006 ed ai sensi del D.M. 14.01.2008 - Revoca della DGRT 431/2006”, il territorio comunale di Castelnuovo Val di Cecina rientra nella **Zona 3 di sismicità**, zona a sismicità bassa.

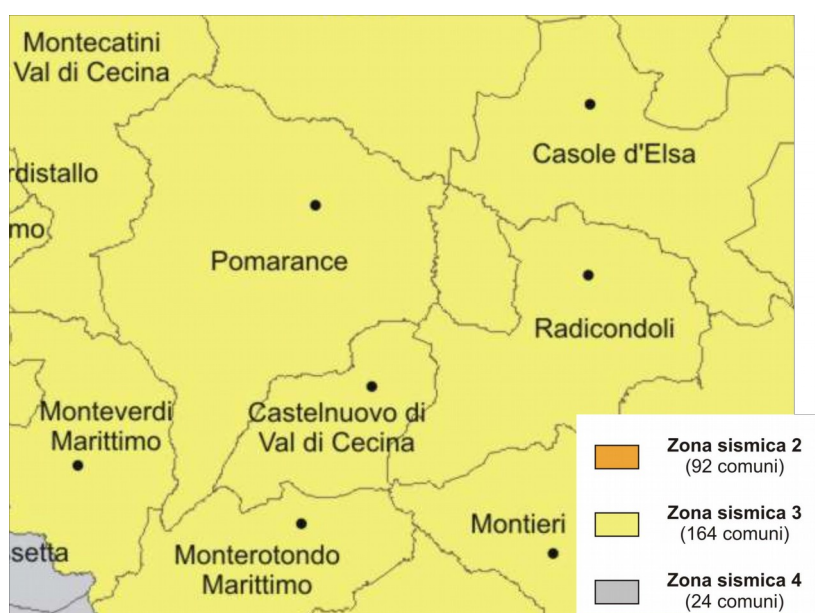


Fig. 3. Estratto della carta dalla zonazione sismica della Regione Toscana conforme alla DGRT 241/2014

L'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), nel 2004, ha predisposto la mappa di pericolosità di riferimento che è stata adottata con l'O.P.C.M. n.3519 del 28 aprile 2006 “Criteri

generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi della medesima zona”. La pericolosità sismica è determinata sulla base del picco di massima accelerazione orizzontale del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni e in base al suo valore le Regioni individuano la zona sismica cui appartiene un determinato comune. Secondo l'allegato A “Pericolosità sismica” del D.M. 14 gennaio 2008 recante “Approvazione delle nuove norme tecniche per le costruzioni”, emanato dal Ministero delle Infrastrutture e pubblicato su G.U. S.O. n. 29 del 04 febbraio 2008, integrato dal D.M. del 06 maggio 2008, pubblicato su G.U. n. 153 del 02 luglio 2008, è previsto che l'azione sismica di riferimento per la progettazione sia definita sulla base dei valori di pericolosità sismica dall'OPCM n. 3519/2006. Le relative stime di pericolosità espresse in termini del massimo picco di accelerazione sismica orizzontale (PGA) del moto del suolo caratterizzato da una **probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni**. Per il territorio del Comune di Castelnuovo Val di Cecina tali valori sono riportati nel sito WEB dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>). La zona interessata dal progetto ha valori di **accelerazione orizzontale di picco (PGA) che variano tra 0.100 e 0.125 m/s²**.

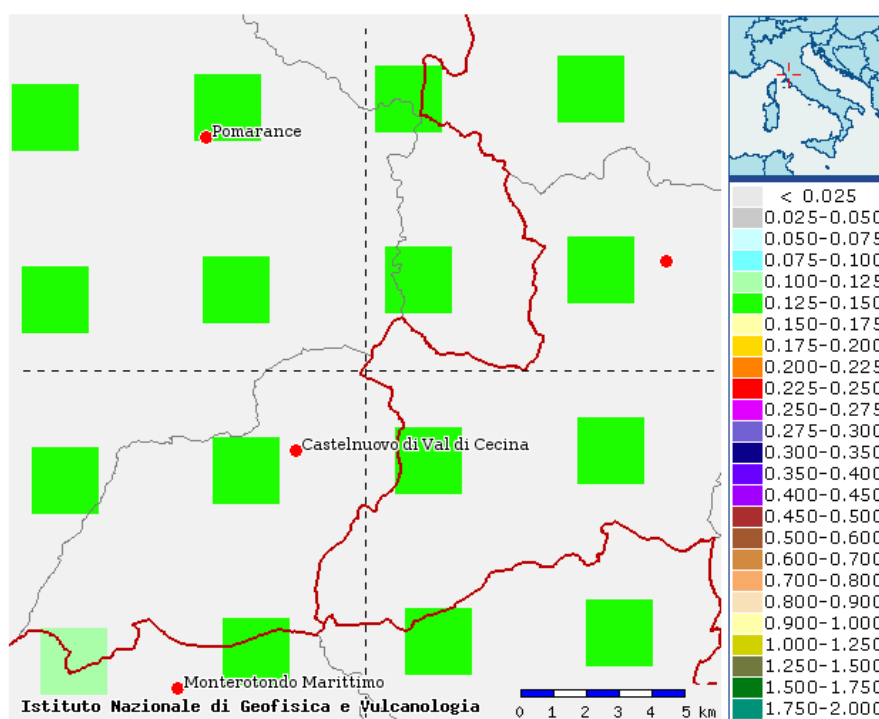


Fig. 4. Valori dell'accelerazione massima orizzontale (PGA) caratterizzata da una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni per le due aree oggetto di studio e indicate dai riquadri rossi. I colori pieni indicano i valori di PGA nei diversi punti in valori della percentuale di accelerazione di gravità secondo la scala cromatica a destra

1.1.4 STIME DI PERICOLOSITÀ CON L'APPROCCIO MACROSISMICO

Stime di pericolosità alternative alle precedenti sono state effettuate a partire da un approccio differente basato sull'analisi statistica diretta dei dati macrosismici relativi agli effetti dei danni osservati nelle aree di studio nei secoli passati. Questa procedura di analisi è stata utilizzata in diverse occasioni sull'intero territorio nazionale (p.es. Albarello et al., 2002) e rappresenta un'utile base di confronto per la validazione delle stime fornite con l'approccio standard (p.es. Mucciarelli et al., 2008). L'approccio è descritto in dettaglio in Albarello e Mucciarelli (2002) ed è stato qui utilizzato nella versione implementata nel codice di calcolo SASHA (D'Amico e Albarello, 2008). In questo approccio, la pericolosità sismica è calcolata attraverso una apposita procedura statistica

utilizzando le informazioni macrosismiche disponibili per ciascuna parte dell'area di studio. A questo scopo sono state qui utilizzate due compilazioni. La prima è la versione più recente del Database macrosismico italiano (DBMI11) recentemente pubblicato a cura di Locati et al. (2011), che contiene le informazioni macrosismiche relative agli effetti di tutti i terremoti documentati sull'intero territorio nazionale per l'intervallo 1000-2006. La seconda compilazione è il catalogo epicentrale dei terremoti italiani (CPTI11), pubblicato a cura di Rovida et al. nel 2011 e contenente le informazioni epicentrali relative ai terremoti italiani con magnitudo momento (M_w) almeno pari a 4.5¹ (anche se questa soglia è stata abbassata in alcune aree quali quelle vulcaniche) nell'intervallo fra il 1000 e il 2006. Scopo della procedura è quello di determinare per ciascuna delle località oggetto di studio la massima Intensità caratterizzata da una probabilità di eccedenza almeno pari al 10% in 50 anni. Mediante opportune operazioni di conversione, è anche possibile ottenere stime di pericolosità in termini di PGA, direttamente confrontabili con quelle dedotte mediante l'approccio di sito. I risultati di quest'analisi, dopo aver ampliato l'area di studio oltre i confini della zona di realizzazione dei pozzi sono riportati in Tabella 1. Nelle prime tre colonne sono riportate: la denominazione della località e le relative coordinate geografiche. Nella colonna indicata con "I_ref" è riportato il valore dell'Intensità massima caratterizzata da una probabilità di eccedenza non superiore al 10%. Nella colonna indicata con "N_felt" è riportato il numero di dati di risentimento documentati alla località indicata (0 indica che la storia locale è stata ricostruita per via indiretta da dati epicentrali) mentre la colonna indicata con I_max riporta la massima intensità documentata al sito. Infine, l'ultima colonna riporta i valori di pericolosità in termini di PGA espressa in frazioni dell'accelerazione di gravità.

Località	Loc_Lat	Loc_Lon	I_ref	N_felt	I_max	PGA (g)
Quartaia	43.3840	11.0854	VII	0	0	0.167
Il Piano	43.3653	11.0562	VII	0	0	0.164
Ponsano	43.3614	10.0562	VII	0	0	0.123
Mensano	43.3014	11.0546	VII	0	0	0.156
Monteguidi	43.2977	11.0052	VII	0	0	0.157
Radicondoli	43.2614	11.0435	VII	13	7.5	0.156
Pievescola	43.3106	11.1316	VII	0	0	0.171
Campiglia	43.4138	11.0787	VII	0	0	0.178
Castel S.Gimignano	43.4052	11.0214	VII	0	0	0.187
Colle di Val D'elsa	43.4199	11.1269	VII	23	6.5	0.176
Casole D'Elsa	43.3410	11.0480	VII	6	5	0.152
Montecastelli	43.2617	10.9528	VII	0	0	0.135

Tabella 1 - Risultati stime di pericolosità

Dato che l'analisi è essenzialmente basata sulle storie sismiche di sito senza nessun riferimento ad ipotesi riguardo alla geometria delle zone sismogeniche, la qualità dei risultati dipende largamente dalla disponibilità locale di queste informazioni. Come si vede, storie sismiche significative (con almeno 5 risentimenti documentati), esistono solo per Radicondoli, Colle Val D'Elsa e Casole D'Elsa. Si vede tuttavia che le intensità di riferimento delle altre località comprese nelle aree corrispondenti non si discostano da quelle delle località per cui si hanno maggiori informazioni dettagliate. Si osserva **come l'area di interesse sia caratterizzata da valori di intensità di riferimento pari al VII grado MCS². I valori di PGA per l'area di studio risultano generalmente compresi fra 0.15g e 0.18g** e risultano compatibili (anche se mediamente più elevati) con le valutazioni ottenute mediante l'approccio standard.

1 Intensità epicentrale I_0 pari a circa VI° MCS

2 Corrispondente a magnitudo M_w di circa 5.5-6

1.2 ANALISI DI DISAGGREGAZIONE

1.2.1 ANALISI DI DISAGGREGAZIONE CON L'APPROCCIO STANDARD

L'analisi di pericolosità condotta con l'approccio standard da Stucchi et al. (2011) permette anche di identificare la coppia magnitudo-distanza rappresentativa della pericolosità sismica locale. La procedura è detta di “disaggregazione” ed è stata in questo caso condotta con l'approccio descritto da Barani et al. (2009). Il risultato relativo all'area che copre il P.R. Castelnuovo è riportato nella Fig. 5. Come si vede **il ruolo maggiore è giocato da eventi vicini (5-10 Km) con magnitudo Mw comprese fra 4.5 e 5³**. Considerando l'intera distribuzione dei contributi, **la coppia magnitudo-distanza media risulta 4.8 Mw/ 7.7 Km**. Essendo frutto di un'analisi condotta a partire da un modello di calcolo basato sull'assunzione che la sismicità sia distribuita uniformemente all'interno delle zone sismogeniche, su questa base non è possibile identificare nessun singolo terremoto rappresentativo di questa combinazione magnitudo-distanza effettivamente avvenuto nell'area di studio.

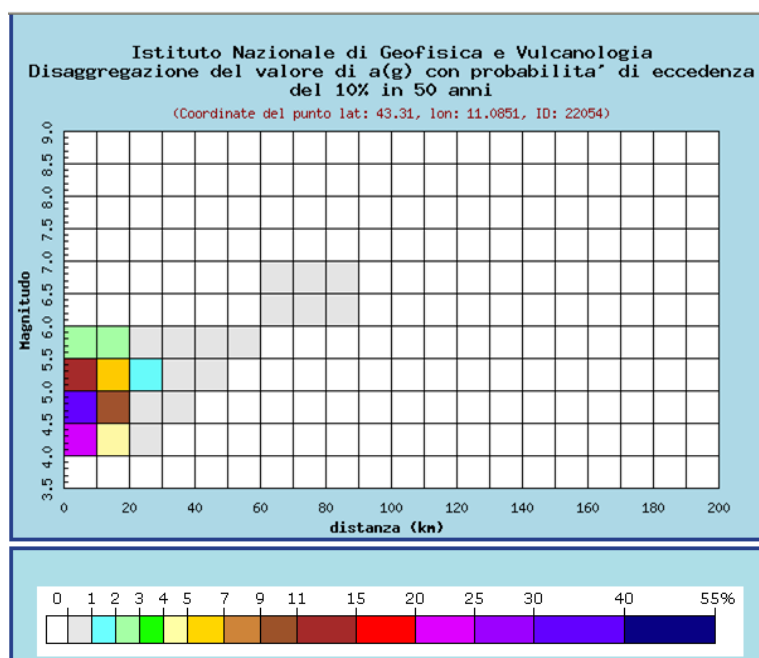


Fig. 5. Grafico di disaggregazione per la zona coperta dal P.R. Castelnuovo secondo l'approccio standard. I colori sono rappresentativi (secondo la scala cromatica in basso), dell'importanza per la pericolosità sismica locale di eventi con la magnitudo riportata in ordinata e la distanza in ascissa

1.2.2 ANALISI DI DISAGGREGAZIONE CON L'APPROCCIO MACROSISMICO

A partire dai risultati dell'approccio macrosismico è possibile eseguire una analisi di disaggregazione analoga a quella relativa all'approccio standard (Albarellò, 2012) ma con un'importante differenza. Anche in questo caso è infatti possibile identificare le coppie combinazioni magnitudo-distanza maggiormente responsabili della pericolosità sismica locale ma, dato che non si fa riferimento a zone sismogeniche definite a priori, è anche possibile identificare i singoli terremoti del passato più pericolosi per il sito di studio. In Tabella 2 sono riportati i risultati di questa analisi per due località rappresentative dell'area di Castelnuovo.

Come si vede **il ruolo maggiore viene svolto da eventi vicini (entro 10 Km) ma con magnitudo relativamente elevata (5.5-6.0⁴)**. Inoltre gli eventi posti nell'intervallo di distanza 0-20 km e di

3 Intensità epicentrale lo pari rispettivamente a circa VI° MCS e circa VI°-VII° MCS

4 Intensità epicentrale lo pari circa VIII° MCS

magnitudo 5.0-6.0 rappresentano quasi la metà del contributo totale.

Nella Tabella 2 è riportato il contributo di ciascun terremoto alla pericolosità corrispondente all'intensità di riferimento (VII° MCS⁵ per entrambe le località). Questi risultati mostrano quindi l'importanza di terremoti con magnitudo maggiore di quelli indicati dall'analisi standard per quest'area.

Casole D'Elsa							Mensano								
Dis/Mw	4.25	4.75	5.25	5.75	6.25	6.75	7.25	Dis/Mw	4.25	4.75	5.25	5.75	6.25	6.75	7.25
5	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	5	0.00	0.01	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00
15	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	15	0.00	0.04	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
25	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	25	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	35	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
45	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	45	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00
55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	85	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00
95	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	95	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
105	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	105	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
115	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	115	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
125	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	125	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
135	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	135	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
145	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	145	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
155	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	155	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
165	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	165	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
175	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	175	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
185	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	185	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
195	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	195	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tabella 2 - Risultati dell'analisi di disaggregazione macrosismica per le due località più rappresentative dell'area del P.R. Castelnuovo. Per ciascuna località e coppia magnitudo (colonne) e distanza (righe), è riportato il ruolo relativo (in frazioni di unità). I valori di distanza e magnitudo si riferiscono al punto centrale di intervalli di ampiezza 10 km per la distanza e 0.5 in valori di magnitudo. Maggiore è il valore riportato, maggiore è l'importanza della coppia relativa. La cella bordata in nero indica la coppia con il contributo maggiore, mentre i bordi tratteggiati indicano contributi almeno pari al 10%.

Anno	Mese	Giorno	Lat	Lon	Mw	Dist	Contributo
1279	4	30	43.093	12.872	6.31	149	0.01
1320	12	16	43.321	11.328	5.14	22	0.01
1352	12	25	43.469	12.127	6.44	89	0.10
1361	12	27	43.321	11.328	4.93	22	0.00
1389	10	18	43.527	12.299	5.99	104	0.01
1414	8	7	43.271	11.118	5.61	6	0.34
1558	4	13	43.457	11.564	5.82	45	0.05
1661	3	22	44.021	11.898	6.09	105	0.01
1703	1	14	42.708	13.071	6.74	177	0.03
1724	12	11	43.206	11.008	5.14	11	0.16
1741	10	1	43.321	11.328	5.14	22	0.01
1751	7	27	43.225	12.739	6.25	137	0.01
1781	6	3	43.597	12.512	6.42	122	0.03
1804	10	18	43.453	11.105	4.93	17	0.03
1832	1	13	42.98	12.605	6.33	131	0.01
1846	8	14	43.47	10.562	5.91	44	0.12
1848	5	12	43.283	11.167	4.72	9	0.01
1909	8	25	43.15	11.403	5.37	33	0.01
1909	8	25	43.133	11.2	5.17	22	0.01
1916	8	2	43.3	11	4.51	4	0.01

Tabella 3 - Eventi sismici che contribuiscono alla pericolosità sismica di Castelnuovo per l'intensità di riferimento (VII° MCS). Per ciascun evento viene riportata la data di occorrenza, la localizzazione epicentrale, la distanza dal sito (in km) e il contributo percentuale. In rosso è indicato il contributo maggiore mentre il giallo sono individuati quelli superiori al 10%

5 Corrispondente a magnitudo Mw di circa 5.5-6

Come si vede dai valori in Tabella 3, **quasi il 50% del contributo proviene da due soli eventi piuttosto antichi (1414 e 1724) relativamente vicini (10-12 Km dal sito) con magnitudo Mw stimate (nel catalogo CPTI11) di 5.6⁶ e 5.1⁷ rispettivamente.** Nel caso del terremoto del 1414, si tratta di un terremoto con effetti documentati a Radicondoli, Belforte e Montingegnoli (Castelli et al., 1996) ma complessivamente mal definito in termini di area di danneggiamento e quindi di localizzazione epicentrale. Migliore è la documentazione relativa al terremoto del 1724 con danni documentati a Travale ed altre località (Castelli et al., 1996). In Fig. 6 è riportata la collocazione epicentrale dei due eventi del 1414 e del 1724 così riportata dal catalogo CPTI11.

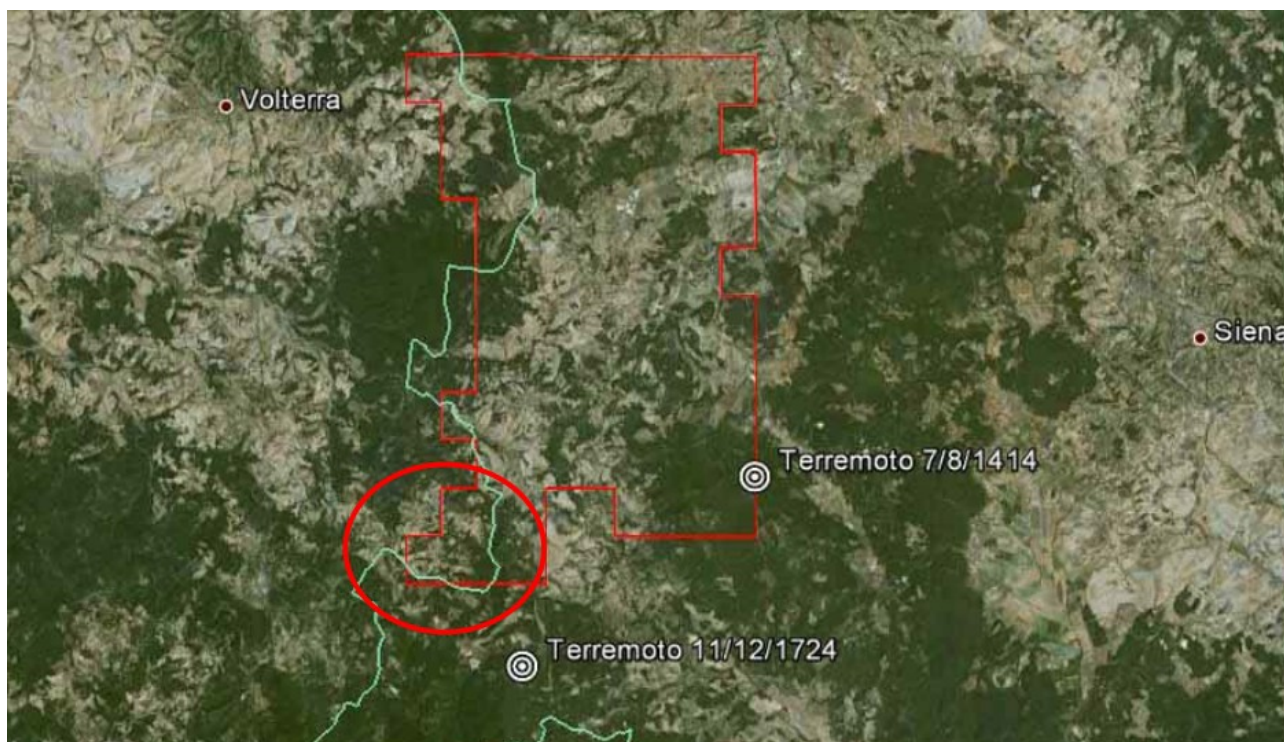


Fig. 6. Localizzazione epicentrale dei due eventi vicini più rappresentativi per la pericolosità sismica locale nell'area di Castelnuovo (Fonte catalogo CPTI11)

6 Intensità epicentrale lo pari circa VII°-VIII° MCS

7 Intensità epicentrale lo pari circa VII° MCS

1.3 LA SISMICITÀ NATURALE

Le analisi di pericolosità considerate nella prima parte di questa trattazione sono essenzialmente basate sulla ricostruzione della sismicità storica per l'area di studio. Infatti, anche se l'approccio standard contiene informazioni sulla sismotettonica dell'area (attraverso la definizione della geometria della zone sismogeniche) che sono parzialmente basate anche sull'analisi della sismicità recente, la maggior parte delle informazioni utilizzate proviene da fonti documentarie relative ai terremoti maggiori, ovvero quelli responsabili di danni ai manufatti. Risulta quindi utile tentare una analisi della sismicità più recente misurata dalle stazioni sismiche disponibili per l'area.

Questa analisi è però resa piuttosto difficile per l'eterogeneità dei cataloghi sismici strumentali disponibili per l'area di studio. Questa eterogeneità riguarda le modalità di calcolo dei parametri epicentrali (soprattutto la magnitudo), la densità delle informazioni effettivamente disponibili e il relativo livello di completezza. Altre difficoltà sono inoltre legate al basso numero di stazioni della Rete Sismica Nazionale (**RSN**) effettivamente collocate nell'area di studio che viene tradizionalmente considerata a bassa sismicità e quindi di minore interesse per gli Enti preposti al monitoraggio della sismicità.

Complessivamente sono considerate sei compilazioni di dati strumentali relativamente ad un'area compresa all'interno di 50 km dal Comune di Castelnuovo Val di Cecina che includono l'area di studio. I cataloghi considerati sono:

- PFG (Postpischl, 1985) : Dati storici e strumentali fino al 1980
- CPT111 (Rovida et al.2011) : Dati storici e strumentali ($M_w > 4.5^8$) fino al 2006
- CSI 1.1 (Castello et al., 2006): Dati strumentali 1981-2002
- INGV - Bollettino sismico : 2003-2005 (dal 15 Maggio 2003)
- ISIDe (ISIDe WG, 2010): 2005 (16 Maggio)- 2012 (Agosto)

Si tratta di compilazioni assai differenti. Le prime due includono dati strumentali accanto ad una maggiore quantità di dati di tipo documentario (dati macrosismici). Nel caso del catalogo PFG non sono state poste soglie inferiori per le magnitudo considerate includendo tutti i terremoti noti all'epoca. Nel caso del catalogo CPT111, invece sono considerate solo le scosse principali responsabili di possibili danni (magnitudo maggiore di 4.5). Nei due casi le magnitudo considerate sono differenti (magnitudo locale M_l nel caso del PFG e magnitudo momento M_w nel caso del CPT111). Inoltre, in nessuno dei due casi sono state svolte analisi volte ad omogeneizzare le procedure di calcolo delle localizzazioni epicentrali. Infine solo nel caso del catalogo PFG sono indicate le profondità ipocentrali (peraltro senza nessuna indicazione di qualità). Nel presente studio sono stati considerati solo gli eventi potenzialmente frutto (almeno parzialmente) di determinazioni strumentali ovvero quelli nell'intervallo 1900-1980.

Gli altri tre cataloghi sono di tipo interamente strumentale. Questi coprono intervalli temporali diversi e si integrano fra loro. Tuttavia va tenuto presente che la modalità di calcolo della magnitudo presenta delle diversità significative nelle tre compilazioni, il che ha suggerito di tenere separate le diverse banche dati senza fare nessun tentativo di combinazione.

Per i dettagli relativi alle modalità di compilazione dei diversi cataloghi qui considerati si rimanda agli articoli citati.

1.3.1 I CATALOGHI STORICI (1900-1980)

In Fig. 7 è mostrato il numero cumulativo di eventi riportati nel catalogo PFG (Postpischl D., 1985. *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*, Quaderni della Ricerca Scientifica, 114, 2B, Bologna, 239 pp.) per il periodo 1900-1980.

8 Intensità epicentrale I_0 pari a circa VI^8 MCS

Nel complesso sono riportati 333 terremoti con magnitudo comprese fra 2.5⁹ e 5.2¹⁰.

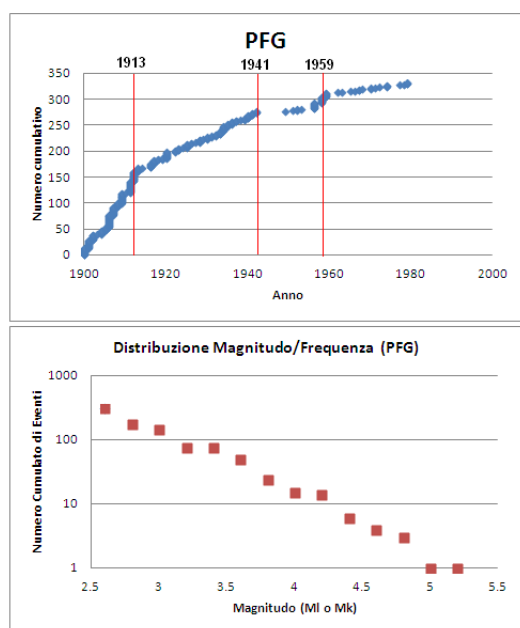


Fig. 7. Statistiche relative all'andamento della sismicità riportata nel catalogo PFG nell'intervallo 1900-1980. In alto è riportato il numero cumulato di eventi riportati in funzione del tempo. In basso è indicato lo stesso numero di eventi in funzione della magnitudo (MI o Mk)

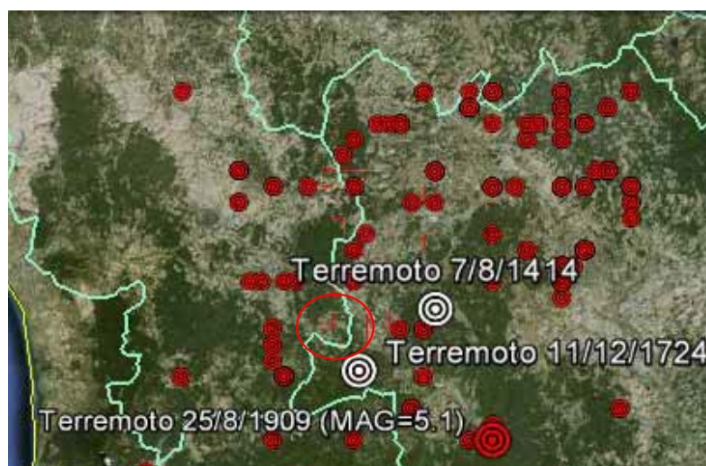


Fig. 8. Epicentri dei terremoti riportati dal catalogo PFG nella zona di studio nell'intervallo 1900-1980. I cerchi in rosso indicano gli epicentri di tutti gli eventi. Viene anche riportato (cerchio in rosso più grande) l'unico evento con magnitudo maggiore di 5. Sono anche riportati (cerchi bianchi) i due eventi storici di maggiore importanza per l'area.

La distribuzione in frequenza mostra un apparente tasso di sismicità assai più elevato di quello attuale nel periodo precedente al 1913. Il tasso di sismicità si abbassa nell'intervallo compreso fra il 1913 e il 1940. Dopo questa data, il numero di eventi riportati quasi si annulla (probabilmente per un effetto di incompletezza dovuto agli eventi della Seconda Guerra Mondiale e gli anni seguenti) per riprendere con un tasso di occorrenza piuttosto basso nell'intervallo compreso fra il 1959 e il 1980. Queste variazioni del tasso di occorrenza possono essere legate a fenomeni fisici reali o a differenti modalità di calcolo della magnitudo (macrosismica o strumentale): non è possibile distinguere i due parametri sulla base di una semplice analisi del catalogo PFG che, come è noto, è assai eterogeneo al suo interno. Sembra però interessante osservare come la distribuzione del numero di eventi in funzione della magnitudo si avvicini alla distribuzione log-lineare attesa (Distribuzione di Gutenberg e Richter) almeno per le magnitudo superiori a 3.4¹¹, suggerendo la sostanziale completezza del catalogo per quella magnitudo nell'intervallo esaminato.

1.3.2 IL CATALOGO DEI FORTI TERREMOTI IN ITALIA E MEDITERRANEO (CFTI4MED)

Le informazioni sugli eventi storici più forti sono ricavabili dalla IV edizione aggiornata del Catalogo dei forti terremoti in Italia (Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G. and Valensise G., 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/>). Questo catalogo si aggiunge ai tre cataloghi oggi disponibili in Italia del 1995, del 1997 e del 2000 e sintetizza una lunga fase di studi di sismologia storica; offre una panoramica dei forti terremoti nella nostra

9 Intensità epicentrale lo pari a circa III° MCS

10 Intensità epicentrale lo pari a circa VI°-VII° MCS

11 Intensità epicentrale lo pari a circa IV-V° MCS

penisola dal 461 a.C. al 1997, integrata con i grandi terremoti del Mediterraneo, accaduti dall’VIII secolo a.C. al XV.

Il CFTI4 contiene tutti i terremoti Italiani con intensità epicentrale VIII o superiore e una selezione di eventi di intensità inferiore, per un totale di 1257 eventi rispetto ai 346, 559 e 605 eventi dei cataloghi rispettivamente del 1995, del 1997 e del 2000. I dati sono basati su specifiche indagini storiche e sulla reinterpretazione di fonti storiche. Un estratto regionale del catalogo CFTI4MED è presentato nella Fig. 9.

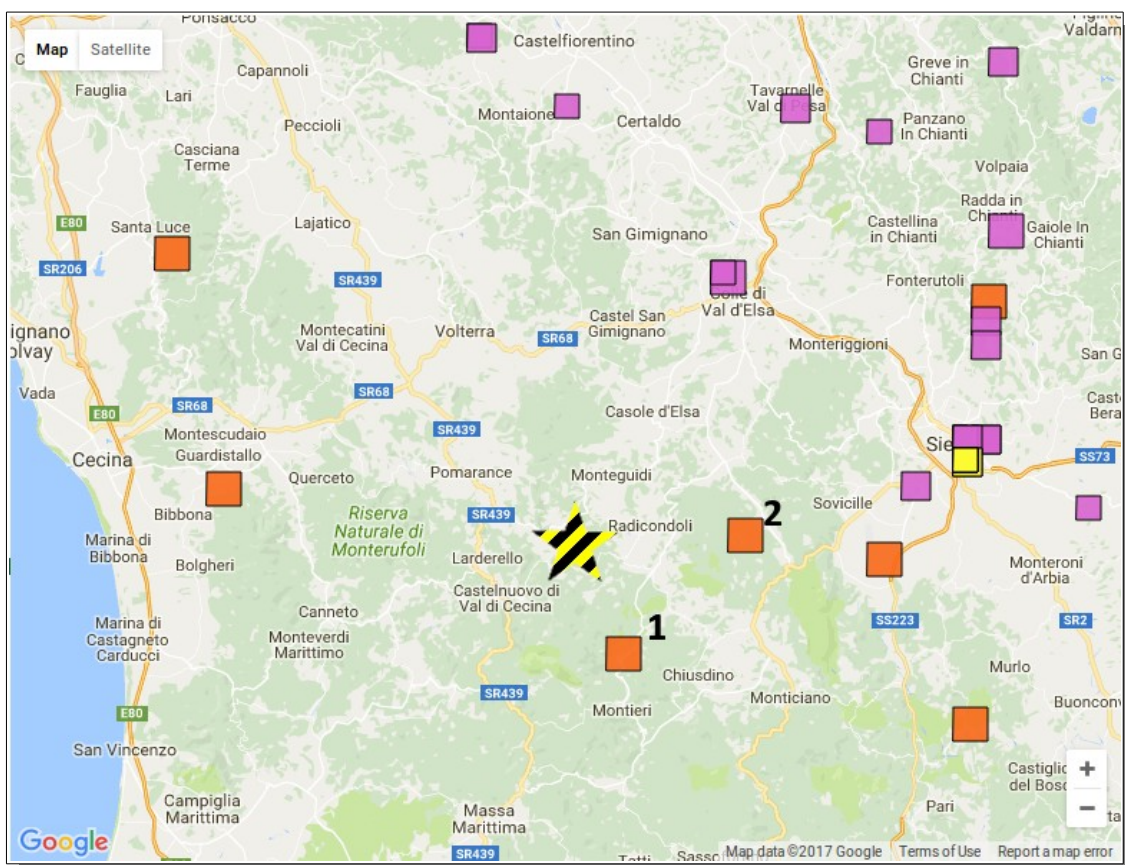


Fig. 9. Estratto del catalogo CFTI4MED per la Toscana Centrale. Il sito di interesse è evidenziato dalla stella; “1” e “2” identificano i forti terremoti storici più vicini

Nel catalogo sono stati identificati in particolare **i due forti terremoti di intensità VIII° MCS¹² molto vicini** all’area di interesse, già citati (1 = “Travale”, 1724; 2 = “Toscana Occidentale”, 1414), i cui dati essenziali sono riportati nel riquadro seguente.

1 – “Travale”, 1724											
The Catalogue of Strong Italian Earthquakes describes this earthquake sequence under the following heading:											
<i>Date</i>	<i>Time</i>	<i>Lat</i>	<i>Lon</i>	<i>Rel</i>	<i>Io</i>	<i>Imax</i>	<i>Sites</i>	<i>Nref</i>	<i>Me</i>	<i>Rme</i>	
11 12 1724	12:00	43.183	11	b	7.5	8	4	0007	5.4	I	
<i>Location</i>		<i>Country</i>									
Colline Metallifere		Italy									
<i>Felt Localities</i>											
<i>Locality</i>	<i>Province</i>	<i>Lat</i>	<i>Lon</i>	<i>Intensity</i>							
Travale	GR	43.1664	11.0075	VIII							

12 Corrispondente a magnitudo Mw rispettivamente di 5.4 e 5.6 (secondo CFTI4MED)

Fosini	SI	43.1719	10.9372	VII-VIII
Montingegnoli	SI	43.2264	11.0428	VII-VIII
Siena	SI	43.3208	11.3275	VI

2 – “Toscana Occidentale”, 1414

The Catalogue of Strong Italian Earthquakes describes this earthquake sequence under the following heading:

Date	Time	Lat	Lon	Rel	Io	Imax	Sites	Nref	Me	Rme
07 08 1414	15:00	43.267	11.117	b	7.5	8	7	0048	5.6	~

Location
Colline Metallifere

Country
Italy

Felt Localities

Locality	Province	Lat	Lon	Intensity
Montingegnoli	SI	43.2264	11.0428	VIII
Belforte	SI	43.2317	11.0619	VII-VIII
Radicondoli	SI	43.2606	11.0428	VII-VIII
Firenze	FI	43.7772	11.2486	VII
Siena	SI	43.3208	11.3275	VII

1.3.2 I CATALOGHI STRUMENTALI (1980-2012)

Per quanto riguarda le informazioni relative al periodo 1980-2012 è possibile fornire una valutazione approssimativa della qualità delle stime di sismicità disponibili considerando la distribuzione delle stazioni sismiche utilizzate per l’area di studio. In Fig. 10 è riportata la collocazione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale gestita dall’INGV utilizzate per la compilazione del catalogo CSI e quindi relative al periodo 1980-2002.

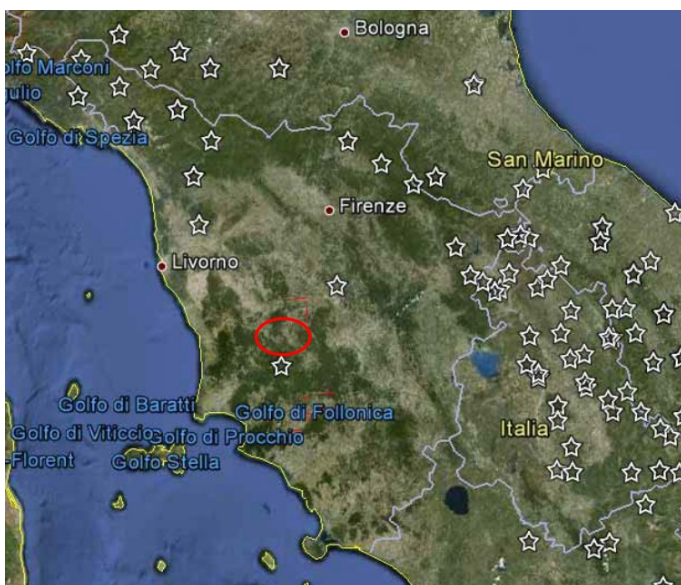


Fig. 10. Distribuzione delle stazioni sismiche della Rete Sismica Nazionale gestita dall’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia ed utilizzate per la compilazione del catalogo CSI (1981-2002).

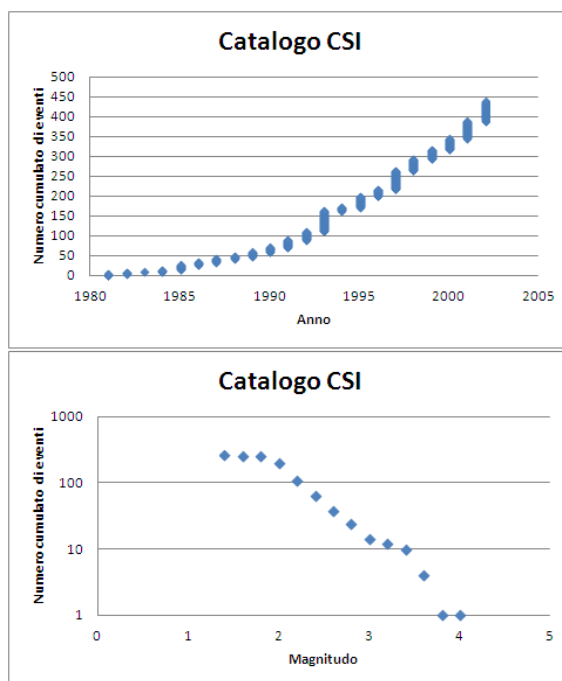


Fig. 11. Statistiche relative all’andamento della sismicità riportata nel catalogo CSI nell’intervallo 1980-2002. In alto è riportato il numero cumulato di eventi riportati in funzione del tempo. In basso è indicato lo stesso numero di eventi in funzione della magnitudo (MI)

Si vede come nelle vicinanze dell'area di studio si trovino solo due stazioni sismiche con una densità che è fra le più basse dell'intera area italiana. In presenza di una sismicità relativamente ridotta, una così bassa densità di stazioni ha come effetto diretto una possibile marcata incompletezza per quanto riguarda soprattutto la sismicità minore e una peggiore qualità nelle localizzazioni epicentrali in una area allargata intorno al sito di interesse. Nonostante queste limitazioni, dal 1980 al 2002, il catalogo CSI riporta 438 eventi per l'area di studio anche se per 180 di questi non è fornita la magnitudo. La distribuzione in frequenza di questi eventi è mostrata nella Fig. 11 in funzione del tempo e della magnitudo (MI).

L'andamento del tasso di sismicità sembra indicare una variazione (in aumento) del tasso di sismicità apparente successivamente al 2003. Questo tipo di andamento segnala solitamente un aumento del livello di completezza del catalogo. La distribuzione in magnitudo sembra indicare un andamento log-lineare al di sopra della magnitudo 2. Tuttavia questo andamento cambia di pendenza sopra magnitudo 3.3¹³, suggerendo questo valore come soglia di completezza. La massima magnitudo osservata è stata pari a 3.9¹⁴ per un evento collocato al margine sud orientale dell'area coperta dal catalogo qui considerato. La distribuzione geografica degli epicentri dei terremoti del catalogo CSI è riportata nella Fig. 12.

La distribuzione degli eventi permette di osservare come nell'area di Castelnuovo, oltre alla nota zona sismogenica a nord-est dell'area (zona del Chianti), si mettono in evidenza **due zone attive grossomodo centrate sulle aree geotermiche di di Larderello e Travale** (evidenziate in giallo nella Fig. 13), caratterizzate da una elevata densità di eventi allineati lungo due fasce parallele in direzione SSW che raggiungono la parte meridionale dell'area di Castelnuovo. Si noti che nella fascia più orientale, si colloca l'epicentro del terremoto del 1724. Si delinea infine un'altra zona apparentemente sismogenica lungo il margine settentrionale della stessa area, attorno all'abitato di Poggibonsi.

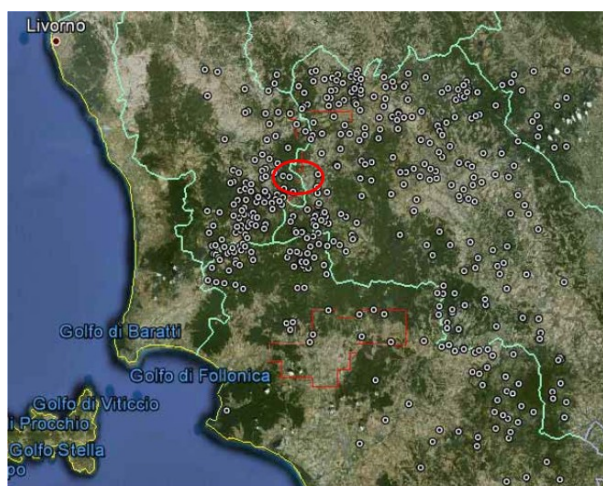


Fig. 12. Epicentri dei terremoti riportati nel catalogo CSI1.1 nella zona di studio nell'intervallo 1981-2002. I cerchi in bianco indicano gli epicentri di tutti gli eventi.

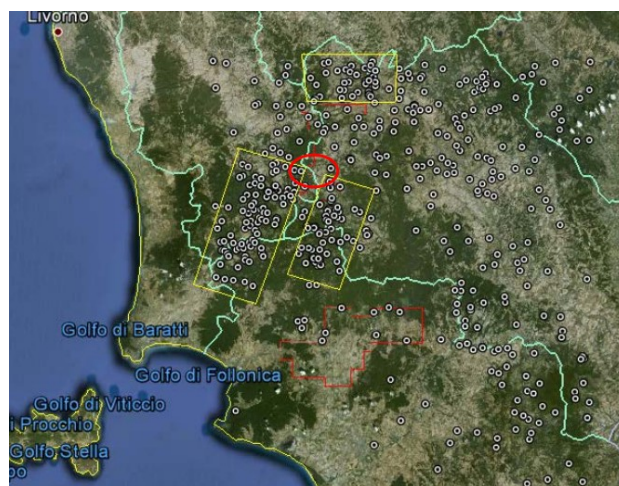


Fig. 13. Zone caratterizzate da una maggiore densità di epicentri (in giallo) sovrapposte alla sismicità riportata nel catalogo CSI1.1 nell'intervallo 1981-2002

Il Bollettino dell'INGV riporta solo 45 eventi per l'intervallo 2002-2005 con magnitudo comprese fra 2.0 e 3.3.

La distribuzione degli epicentri relativi a questi terremoti sono riportati nella Fig. 14. Sebbene in questo caso il numero di terremoti riportati nel catalogo sia relativamente esiguo, la distribuzione

13 Intensità epicentrale I₀ pari a circa IV-V° MCS

14 Intensità epicentrale I₀ pari a circa V° MCS

degli epicentri sembra confermare la presenza delle tre fasce di sismicità già messe in evidenza dai dati nel catalogo CSI1.1.

L'ultima compilazione considerata è quella relativa alla Banca Dati ISIDe. Questa raccolta completa la copertura temporale dell'area di studio per il periodo 2005-2012. Oltre alla sua estensione temporale, questa banca dati può contare su una maggiore quantità di stazioni sismiche nell'area di studio. Come si vede infatti in Fig. 15 la Toscana meridionale può ora contare su un numero circa doppio di stazioni rispetto alla situazione di 10 anni fa. Come effetto di questo incremento la completezza sembra aumentare progressivamente nel tempo con un miglioramento che diviene sensibile a partire dal 2010 (Fig. 16). Anche la soglia di magnitudo minima tende a diminuire al di sotto di magnitudo 2 (si confronti l'andamento della distribuzione in frequenza dei terremoti in funzione della magnitudo per il catalogo CSI). Nel periodo esaminato, nessun evento ha superato la magnitudo 3.4¹⁵.

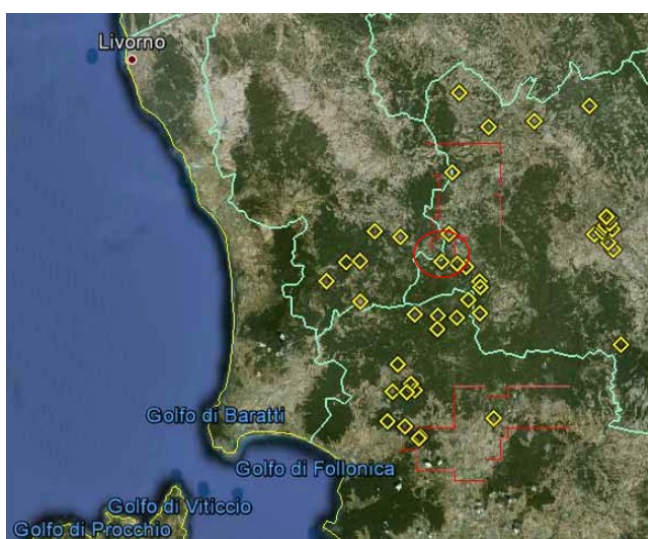


Fig. 14. Epicentri dei terremoti riportati nel Bollettino dell'INGV nella zona di studio nell'intervallo 2002-2005. I rombi in giallo indicano gli epicentri di tutti gli eventi.

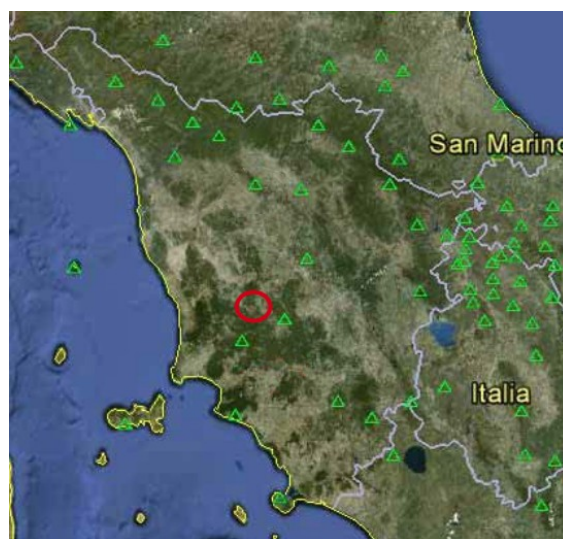


Fig. 15. Distribuzione delle stazioni della Rete Sismica Nazionale gestita dall'INGV utilizzate per la determinazione delle caratteristiche epicentrali dei terremoti riportati nella banca dati ISIDe.

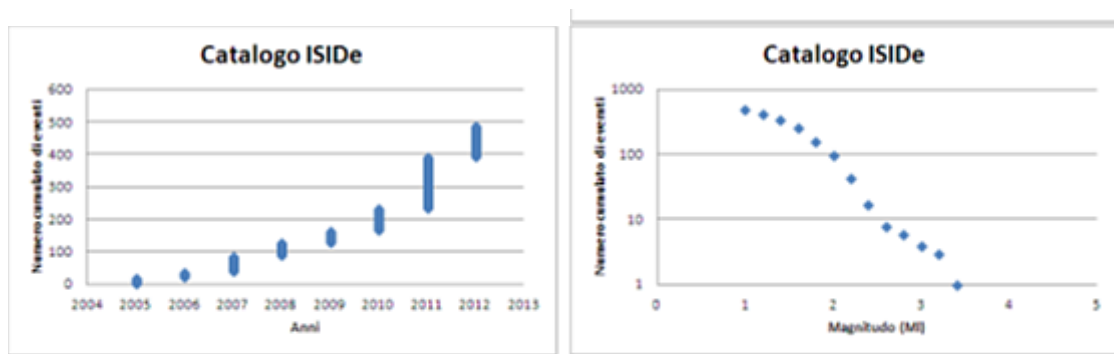


Fig. 16. Statistiche relative all'andamento della sismicità riportata nel catalogo ISIDe nell'intervallo 2005-2012. In alto è riportato il numero cumulato di eventi riportati in funzione del tempo. In basso è indicato lo stesso numero di eventi in funzione della magnitudo (MI)

La distribuzione degli epicentri riportati per la zona di studio nel catalogo ISIDe, sono mostrati in Fig.

15 Intensità epicentrale lo pari a circa IV-V° MCS

17. La distribuzione geografica degli epicentri sembra confermare la presenza di una zona sismicamente attiva a sud dell’area di Castelnuovo (cerchio rosso), in particolare nella zona del campo geotermico di Travale. L’attività microsismica sembra sottolineare la maggiore attività di questa regione (anche se le fasce in Fig. 12 appaiono assai meno distinguibili fra loro) rispetto all’area di Poggibonsi a Nord dell’area di Castelnuovo.

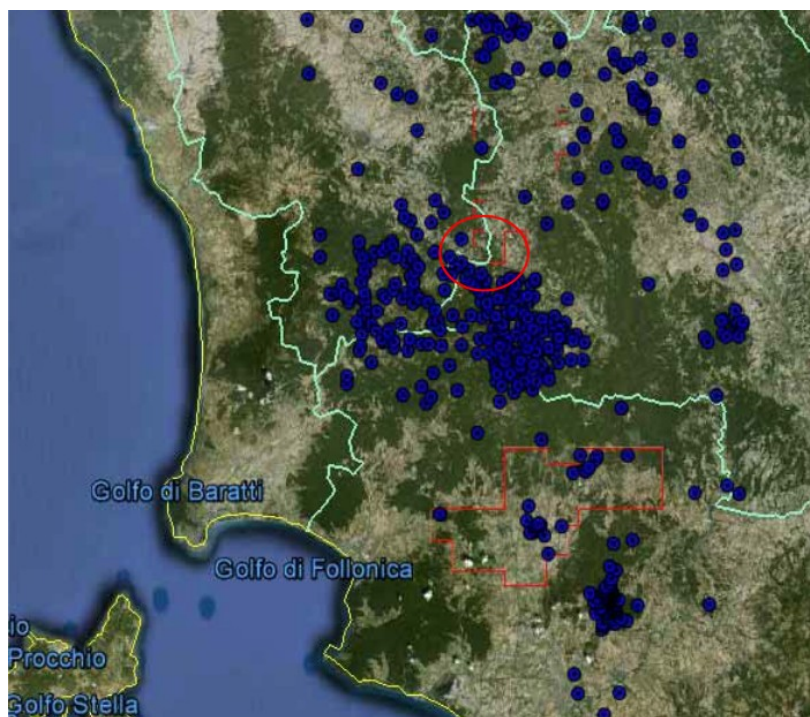


Fig. 17. Epicentri dei terremoti riportati nel catalogo ISIDe nella zona di studio nell’intervallo 2005-2012. I cerchi in blu indicano gli epicentri di tutti gli eventi in catalogo.

1.3.3 I CATALOGHI SISMICI DI DETTAGLIO PER I CENTRI ABITATI PIÙ VICINI (CPTI15-DBMI15)

Per una completa conoscenza degli effetti sismici registrati su base storica relativamente ai centri abitati più vicini al sito di interesse è possibile esaminare il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 o “**CPTI15**” (Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds), 2016. *CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>), il quale fornisce dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 d’interesse per l’Italia nella finestra temporale 1000-2014, integrato con il Database Macrosismico Italiano 2015 o “**DBMI15**” (Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D’Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016). *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>), il quale fornisce un set di dati di intensità macrosismica relativo ai terremoti italiani nella finestra temporale 1000-2014 ed è quindi legato al CPTI15.

I centri abitati più vicini in ordine di distanza sono (Fig. 18):

- Larderello (5.1 km)
- Radicondoli (5.5 km)
- Castelnuovo Val di Cecina (5.5 km)
- Pomarance (7.5 km)

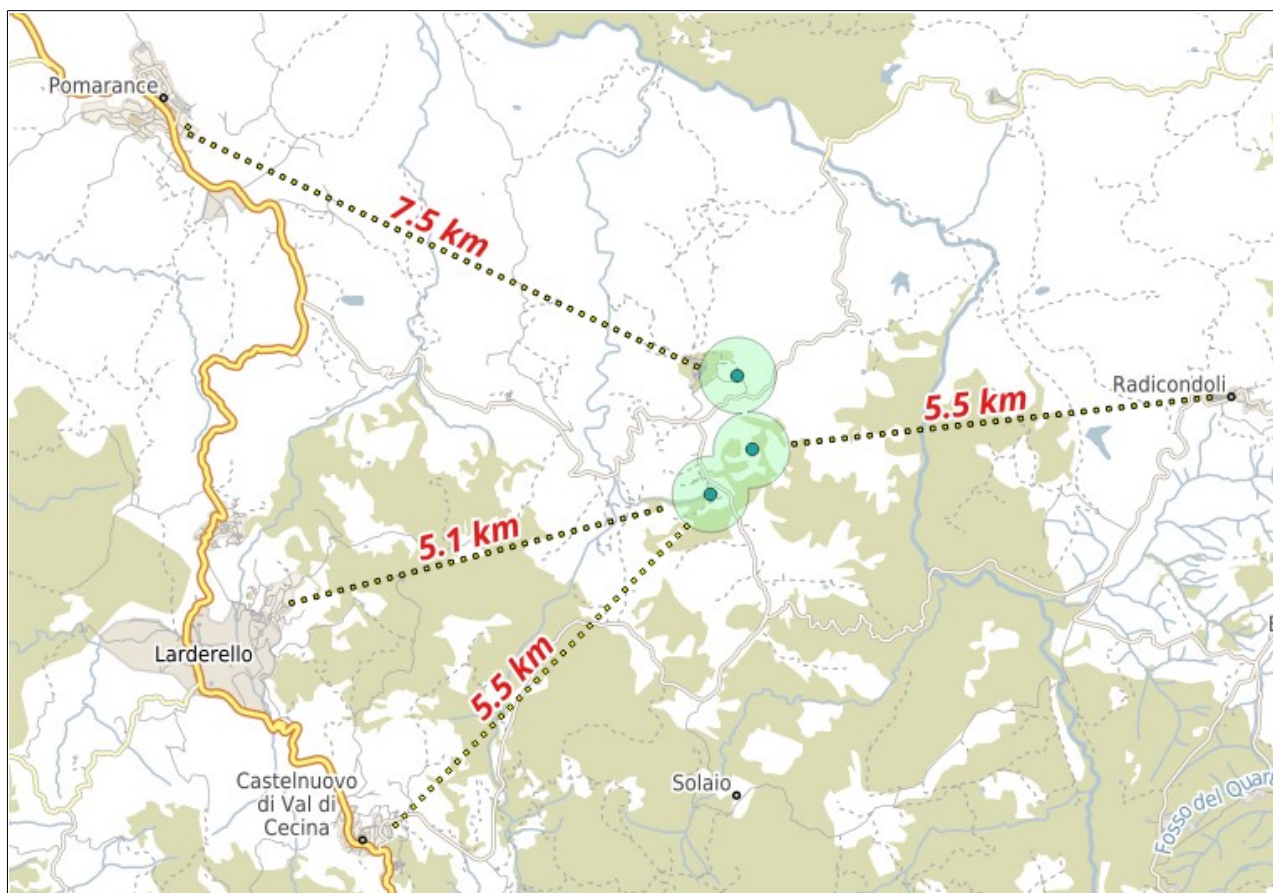


Fig. 18. Mappa dei centri abitati più vicini al sito di interesse e relative distanze dai fondo-pozzo (con $r=500m$)

I risultati per le località considerate, mostrati nelle tabelle che seguono, evidenziano effetti la cui intensità Mercalli vanno da $MCS=6^{16}$ per Castelnuovo e Larderello (il quale esiste solo da 1 secolo circa) fino a $MCS=8^{17}$ per Radicondoli. Tali effetti sono stati generati da sismi con Magnitudo M_w tra 4.6 e 5.7.

Seismic history of Larderello [43.236, 10.884]		No. of reported earthquakes: 9			
Effects		Earthquake occurred:			
Intensity on site [MCS]	DATE	Epicentral Area	NMDP	Io	Mw
6	1946 04 29	Colline Metallifere	3	6	4,63
5-6	1925 03 21	Colline Metallifere	17	5-6	4,29
4	1909 01 13	Emilia Romagna orientale	867	6-7	5,36
4	1909 08 25	Crete Senesi	259	7-8	5,34
3	1933 10 19	Colline Metallifere	4	4-5	3,93
3	1920 11 24	Senese	15	4-5	4,07
2	1914 01 15	Livornese	25	5	4,33
2	1939 10 15	Garfagnana	62	6-7	4,96
NF	1987 01 22	Costa pisano-livornese	157	5-6	4,15

Data downloaded from INGV – CPTI15 - DBMI15
 Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

16 In corrispondenza di eventi sismici rispettivamente con $M_w=4.0$ e $M_w=4.6$

17 In corrispondenza di un evento sismico con $M_w=5.7$

Seismic history of Castelnuovo di Val di Cecina [43.208, 10.906]		No. of reported earthquakes: 14			
Effects	Earthquake occurred:				
Intensity on site [MCS]	DATE	Epicentral Area	NMDP	Io	Mw
5-6	1993 08 06	Colline Metallifere	35	5-6	4.03
4-5	1998 05 20	Colline Metallifere	31	4-5	4.19
3-4	1990 06 24	Colline Metallifere	5	4-5	3.56
5	1925 03 21	Colline Metallifere	17	5-6	4.29
4	1909 08 25	Crete Senesi	259	7-8	5.34
3	1895 05 18	Fiorentino	401	8	5.5
2	1897 05 22	Valdelsa	23	5	4.26
2	1984 05 07	Monti della Meta	912	8	5.86
NF	1887 11 14	Fiorentino	101	6	4.47
NF	1906 04 21	Valdelsa	45	5-6	4.3
NF	1906 12 20	Valdelsa	28	4	3.96
NF	1911 09 13	Chianti	115	7	5.08
NF	1984 05 11	Monti della Meta	342	7	5.47
NF	1987 01 22	Costa pisano-livornese	157	5-6	4.15

Data downloaded from INGV – CPTI15 - DBMI15
 Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

Seismic history of Radicondoli [43.261, 11.043]		No. of reported earthquakes: 16			
Effects	Earthquake occurred:				
Intensity on site [MCS]	DATE	Epicentral Area	NMDP	Io	Mw
7-8	1414 08 07	Colline Metallifere	8	7-8	5,7
7	1724 12 11	Colline Metallifere	5	7	5,1
6	1909 08 25	Crete Senesi	259	7-8	5,34
5	1911 09 13	Chianti	115	7	5,08
5	1993 08 06	Colline Metallifere	35	5-6	4,03
4	1925 03 21	Colline Metallifere	17	5-6	4,29
3	1895 05 18	Fiorentino	401	8	5,5
3	1906 04 21	Valdelsa	45	5-6	4,3
2	1919 06 29	Mugello	565	10	6,38
2	1940 01 31	Siena	30	5-6	4,23
NF	1905 02 12	Monte Amiata	61	6	4,55
NF	1920 09 07	Garfagnana	750	10	6,53
NF	1947 12 24	Crete Senesi	26	6	4,46
NF	1956 02 22	Senese	29	5	4,03
NF	1968 06 26	Senese	7	5	4,19
NF	1998 05 20	Colline Metallifere	31	4-5	4,19

Data downloaded from INGV – CPTI15 - DBMI15
 Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

Seismic history of Pomarance [43.299, 10.874]		No. of reported earthquakes: 37			
Effects	Earthquake occurred:				
Intensity on site [MCS]	DATE	Epicentral Area	NMDP	Io	Mw
6-7	1846 08 14	Colline Pisane	121	9	6,04
5-6	1853 08 02	Val di Cecina	6	5-6	4,72
5-6	1993 08 06	Colline Metallifere	35	5-6	4,03
4-5	1920 09 07	Garfagnana	750	10	6,53
4-5	1925 03 21	Colline Metallifere	17	5-6	4,29
3-4	1895 10 25	Chianti	36	5-6	4,51
3-4	1990 06 24	Colline Metallifere	5	4-5	3,56
3-4	1998 05 20	Colline Metallifere	31	4-5	4,19
2-3	1873 03 12	Appennino marchigiano	196	8	5,85
6	1946 04 29	Colline Metallifere	3	6	4,63
6	1970 08 19	Colline Metallifere	26	6	4,68
5	1871 07 29	Val di Cecina	14	7-8	5,15
4	1909 08 25	Crete Senesi	259	7-8	5,34
4	1911 09 13	Chianti	115	7	5,08
3	1895 05 18	Fiorentino	401	8	5,5
3	1897 05 22	Valdelsa	23	5	4,26
3	1904 11 17	Pistoiese	204	7	5,1
3	1933 10 19	Colline Metallifere	4	4-5	3,93
2	1906 12 20	Valdelsa	28	4	3,96
NF	1897 09 06	Valdarno inferiore	104	5-6	4,59
NF	1897 12 18	Alta Valtiberina	132	7	5,09
NF	1899 06 26	Valle del Bisenzio	138	7	5,02
NF	1901 09 22	Valdelsa	35	6	4,68
NF	1904 06 10	Frignano	101	6	4,82
NF	1904 09 07	Valle dell'Ombrone	27	5	4,31
NF	1905 02 12	Monte Amiata	61	6	4,55
NF	1907 12 20	Chianti	35	6	4,44
NF	1908 06 26	Senese	9	5	4,36
NF	1915 01 13	Marsica	1041	11	7,08
NF	1919 06 29	Mugello	565	10	6,38
NF	1940 01 31	Siena	30	5-6	4,23
NF	1980 09 08	Costa Grossetana	55	5-6	4,44
NF	1983 11 09	Parmense	850	6-7	5,04
NF	1984 04 29	Umbria settentrionale	709	7	5,62
NF	1984 05 07	Monti della Meta	912	8	5,86
NF	1984 05 11	Monti della Meta	342	7	5,47
NF	1987 01 22	Costa pisano-livornese	157	5-6	4,15

Data downloaded from INGV– CPTI15 - DBMI15
 Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 - Database Macrosismico Italiano 2015

1.4 LA SISMICITÀ RILEVATA STRUMENTALMENTE RISPETTO AI DOMINI DI RILEVAZIONE

1.4.1 IL CATALOGO SISMICO “ISIDE” RISPETTO AL DOMINIO DI RILEVAZIONE ENEL GREEN POWER

In riferimento al **dominio di rilevazione** di cui alle Linee Guida per la Geotermia emanate dal Ministero dello Sviluppo Economico nell’Ottobre 2016, ossia *“il volume il volume all’interno del quale si ritiene che possano potenzialmente verificarsi fenomeni di sismicità indotta o di deformazione del suolo associati all’attività svolta”* (cfr. par. 2.3.), è possibile andare ad analizzare il **catalogo degli eventi strumentali registrati dalla Rete Sismica Nazionale dal 1985 ad oggi**.

Gli eventi sono ricavabili dal più recente catalogo “ISIDe”, ossia *“Italian Seismic Instrumental and parametric Data-base”* (ISIDe working group (2016) version 1.0, DOI: 10.13127/ISIDe). Il Catalogo fornisce i parametri dei terremoti ottenuti integrando i dati provenienti da localizzazioni effettuate in tempo quasi-reale con i dati del Bollettino Sismico Italiano.

E’ stato interrogato il database IDISE dal 1985 a tutto il 2016 per un raggio di 20 km dal sito di perforazione di cui al progetto, ricavando tutti gli eventi registrati dalla RSN; su questi dati è stato possibile eseguire alcune elaborazioni, tra cui ad esempio estrarre gli eventi ricadenti nel dominio di rilevazione di interesse del progetto (vedi par. 7.1).

La prima analisi che è stato necessario eseguire riguarda la creazione di un buffer di 5 km attorno ai pozzi geotermici Enel di cui al database Unmig (tolti alcuni pozzi attorno al limite nord-est per i quali è stato verificato sul terreno che essi non esistono più) in modo da poter estrarre dalla mappatura degli eventi sismici della RSN i soli eventi ricadenti nel dominio di rilevazione relativo a tutte le attività geotermiche pregresse ed attuali. Il risultato è mostrato in Fig. 19.

Il dominio di rilevazione del campo geotermico di Larderello-Travale si estende all’incirca per 750 kmq ed al suo interno ricadono circa 1000 eventi sismici. Si osserva che 20 di questi eventi, tutti ricadenti nelle zone perforate, hanno magnitudo superiore a 3.0¹⁸; tra questi, 5 eventi hanno magnitudo variabile tra 3.5¹⁹ e 3.8²⁰ (massimo raggiunto nella zona della Val di Cornia).

Sebbene molti eventi ricadano nella stessa zona dei pozzi geotermici, soprattutto nell’area di Travale, questa constatazione, in assenza di altre informazioni, non ha assolutamente ragione di essere letto come derivante da un rapporto causa-effetto tra attività geotermiche e sismicità.

Infatti è necessario notare che gli eventi registrati dalla RSN non ricadono necessariamente nella zona dei pozzi o nel relativo dominio di rilevazione che si estende per 5 km attorno ai pozzi.

Esistono molti eventi, anche significativi, anche al di fuori del dominio di rilevazione del campo geotermico di Larderello-Travale. In particolare, a nord dell’area geotermica tradizionale sono stati registrati n. 5 eventi con magnitudo compresa tra 3.0 e 3.8. Nel dettaglio, **risultano eventi con M=3.8 poco a sud di Casole d’Elsa (6/8/1993), M=3.5 a Colle Val d’Elsa (4/3/2016) e M=3.3 nei pressi di Volterra (9/6/2016), che non hanno correlazioni con le attività e devono quindi essere ritenuti eventi naturali.**

Si deve quindi concludere che:

- in un raggio di 20 km dal progetto sono stati registrati dalla RSN molti eventi sismici fino a M=3.8, una parte dei quali, ricadendo in sovrapposizione con i siti delle attività geotermiche pregresse, potrebbe avere delle correlazioni con le attività di produzione e reiniezione geotermica – cosa che non è possibile confermare né smentire in assenza di altri dati;

ma anche che:

18 Intensità epicentrale lo pari a circa IV°-V° MCS

19 Intensità epicentrale lo pari a circa IV°-V° MCS

20 Intensità epicentrale lo pari a circa V°-VI° MCS

- esistono casi di eventi naturali significativi con **magnitudo fino a M=3.8** i quali sono senza dubbio non correlati alle attività geotermiche.

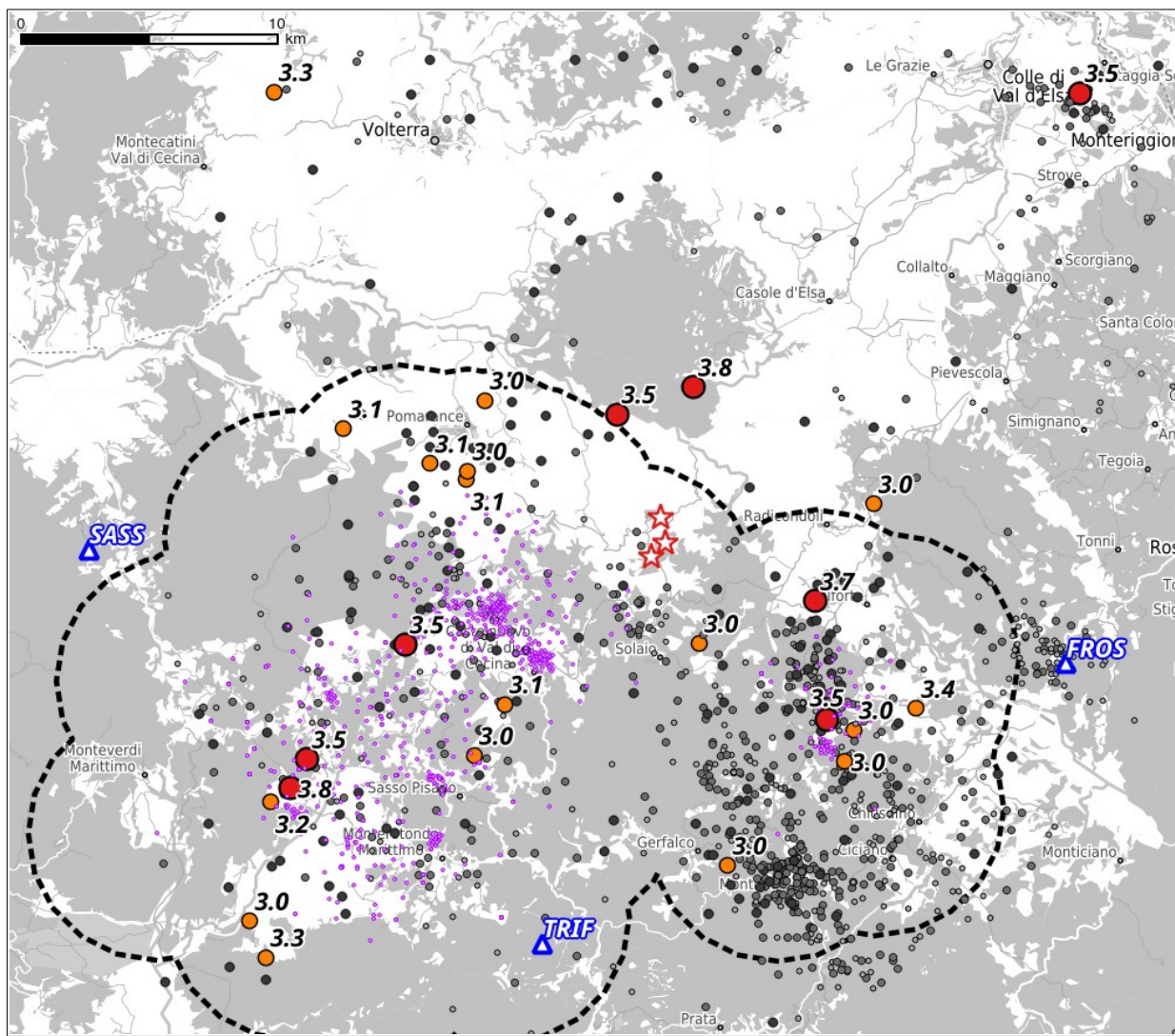


Fig. 19. Mappa degli eventi sismici rilevati dal 1985 dalla RSN in un raggio di 20 km dal sito di progetto (intero riquadro) rispetto al **dominio di rilevazione del campo geotermico di Larderello-Travale** (bordo nero tratteggiato, costruito con buffer di 5 km attorno ai pozzi). Scala grafica.

Le tre stelle rosse identificano la posizione di fondo dei pozzi di progetto (centro del raggio di 20 km).

I pozzi geotermici del campo geotermico di Larderello Travale, attorno al quale è rappresentato il dominio di rilevazione, sono indicati in viola. Le stazioni della RSN più vicine sono rappresentate da triangoli blu.

Eventi sismici: In rosso = $M > 3.5$; in arancio = $3.0 < M < 3.5$; grigio scuro = $2.2 < M < 3.0$; grigio medio = $1.5 < M < 2.2$; grigio chiaro = $M < 1.5$.

La prima osservazione non è conclusiva e deve lasciare spazio a studi approfonditi sulle eventuali correlazioni tra sismicità e attività industriali – studi che non è possibile eseguire finché i dati specifici di produzione e reiniezione rimarranno ignoti – nel senso che è noto che i campi geotermici idrotermali si trovano in aree tettonicamente (e quindi sismicamente) attive, così come è noto che le operazioni industriali possono indurre sismicità, come illustrato in tutto il capitolo 2. La seconda osservazione è molto più stringente, in quanto evidenzia che in soli 20 anni circa sono stati registrati **5 eventi naturali – non indotti – di magnitudo > 3** ²¹, ossia ricadenti nel livello 3 di cui alle linee-guida Ministeriali (si vedano i par. 2.3 e 7.2). Deve quindi essere evitato che la semplice

21 Intensità epicentrale I_0 superiore a circa IV° - V° MCS

registrazione di eventi con $M > 3$, a meno che non sia supportata da ulteriori criteri di analisi tali da accertare un nesso causale con le attività industriali, in futuro possa automaticamente implicare restrizioni operative sulle attività geotermiche che saranno realizzate.

1.4.2 IL CATALOGO SISMICO "ISIDE" RISPETTO AL DOMINIO DI RILEVAZIONE DEL PROGETTO CASTELNUOVO

Come esposto nel capitolo 7.1 che segue, il dominio di rilevazione del progetto è stato definito sulla base del modello di serbatoio già elaborato con GeothermEx e delle simulazioni delle operazioni di coltivazione per un arco di tempo di 30 anni, grazie alle quali si può ricavare un involuppo del dominio perturbato di ogni pozzo.

Dall'interrogazione del database IDISE 1985-2016 nel raggio di 20 km dal sito di perforazione sono stati estratti gli eventi ricadenti nel dominio di rilevazione di interesse del progetto (vedi cap. 7.1). Il risultato è che nel dominio di rilevazione del progetto risulta un **totale di 59 eventi registrati dalla RSN** (Fig. 20).

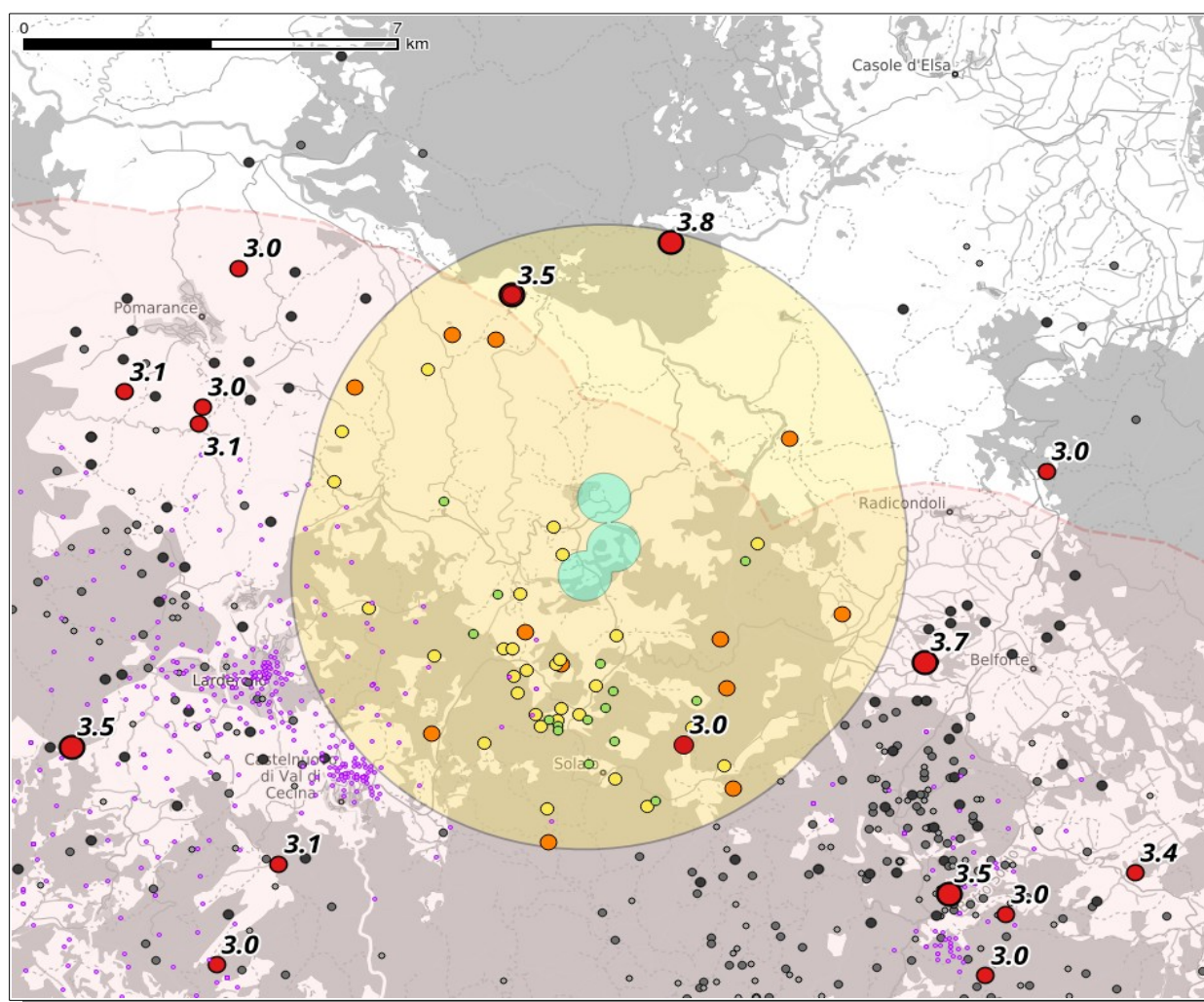


Fig. 20. Mappa degli eventi sismici rilevati dal 1985 dalla RSN nel dominio di rilevazione del progetto, rappresentato dall'area colorata gialla (il raggio "perturbato" attorno ai pozzi è in celeste) e sovrapposizione con il dominio di rilevazione del campo geotermico esistente di Larderello-Travale (area rosa; pozzi viola). Gli eventi nel dominio di rilevazione del progetto sono classificati come nella tabella semaforica di cui al cap. 7.2 (verde: $M < 1.5$; giallo: $1.5 \leq M < 2.2$; arancio: $2.2 \leq M < 3.0$; rosso: $3.0 \leq M$).

Gli eventi con $M < 3$ registrati al di fuori dal dominio di rilevazione del progetto sono in grigio (come Fig. 19).

Nel dominio di rilevazione del progetto esistono già due eventi naturali con $M=3.8$ e $M=3.5$, non

correlabili ad alcuna operazione industriale (in quanto sono fuori dal dominio di rilevazione Enel Green Power e abbondantemente esterni alle aree in produzione), oltre ad altri eventi che potrebbero avere o meno correlazioni con le attività geotermiche industriali, sovrapponendosi al dominio del campo geotermico di Larderello-Travale.

Si nota che la completezza nel tempo del catalogo aumenta sensibilmente solo negli ultimi anni, sia come numero di eventi rilevati che come magnitudo minima rilevata (Fig. 21). Ad esempio, nei primi 12 anni (1985-1997) sono stati rilevati solo 5 eventi con Magnitudo *di durata* MD compresa tra un minimo di 2.2 e un massimo di 3.8, mentre negli ultimi 7 anni sono stati rilevati 38 eventi con $ML \geq 1.2$.

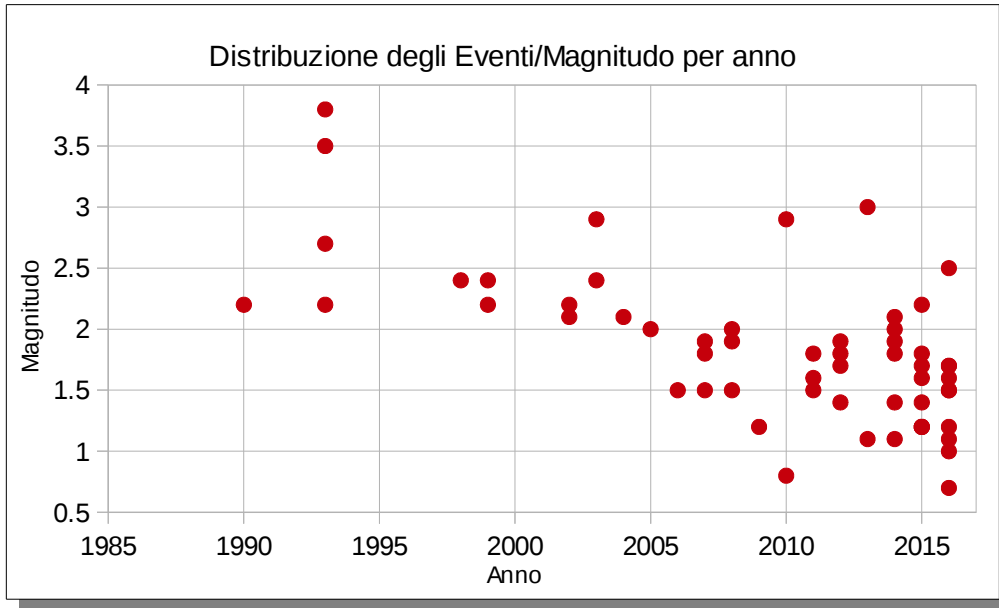


Fig. 21. Distribuzione per anno dei 59 eventi con le relative magnitudo

In prima approssimazione è possibile stimare la regressione di Gutenberg-Richter (Fig. 22) come $\text{Log } N = 2.85 - 0.77 M$.

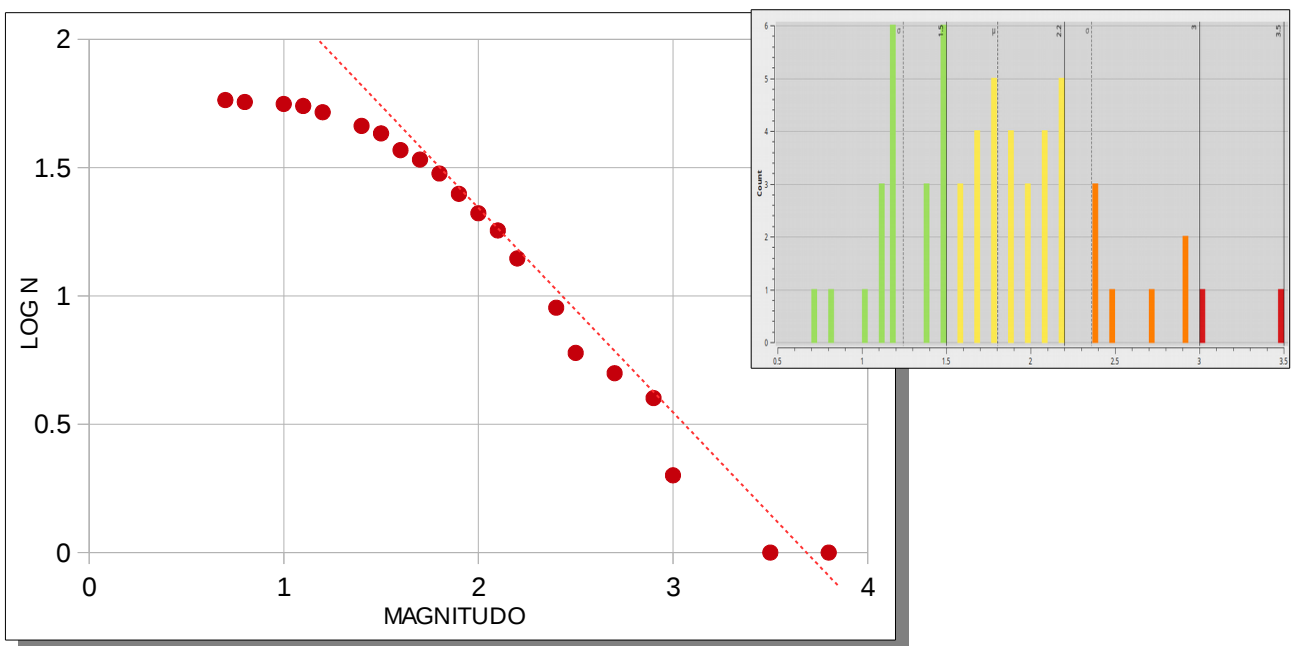


Fig. 22. Grafico $\text{Log } N$ – Magnitudo. Nel riquadro, distribuzione del numero di eventi (da 1 a 6) in funzione della magnitudo, con colori corrispondenti alle classi di magnitudo di cui al sistema semaforico del cap. 7.2

1.4.3 IL NUOVO CATALOGO SISMICO “CNT-INGV” RISPETTO AI DOMINI DI RILEVAZIONE

In ottemperanza alla richiesta di documentazione integrativa formulata dal MATTM il 15/3/17, **sono stati analizzati gli eventi nel raggio di 30 km** dall’impianto interrogando il **nuovo database del CNT-INGV²²**. Ciò si è reso necessario in quanto ISIDE è stato dismesso dal 1 marzo 2017 e non può più essere interrogato. Il nuovo sito pubblica i parametri di terremoti localizzati in tempo reale durante il servizio di sorveglianza sismica e i parametri ipocentrali rivisti dagli analisti; consente di eseguire queries sul catalogo e di scaricare i relativi dati, ma solo a partire dal 01/04/2005.

Il catalogo scaricato contiene n. 1060 eventi in 12 anni esatti, con magnitudo variabili tra 0.4 (ben sotto la soglia di completezza) e 3.5.

Buona parte della sismicità ricade nell’area geotermica in esercizio da decenni, ma anche le altre zone mostrano una significativa attività sismica.

Rispetto alle soglie del sistema di controllo cosiddetto “a semaforo” (cfr. infra, Tabella 11), si rileva che **nel raggio di 30 km dal sito di perforazione vi sono n. 67 eventi che ricadrebbero nella soglia “di riduzione” delle attività ($2.2 \leq M \leq 3.0$) e n. 7 eventi che ricadrebbero nella soglia “di sospensione” delle attività ($M \geq 3.0$).**

Nelle mappe seguenti (Fig. 23 e Fig. 24) sono mostrate le posizioni epicentrali degli eventi sismici, classificati secondo i colori del sistema semaforico, rispetto al “dominio di rilevazione” del progetto Castelnuovo (in celeste) e al dominio di rilevazione delle concessioni geotermiche Enel Green Power nel campo di Larderello-Travale (in rosa) definito attorno ai pozzi esistenti (punti viola).

Nel dominio di rilevazione EGP, in appena 12 anni (01/04/05 – 04/04/17) vi sono stati 5 eventi sopra la soglia di sospensione e decine di eventi sopra la soglia di riduzione, tuttavia tali eventi non sono affatto anomali rispetto alla sismicità circostante. In particolare, in termini di magnitudo massima il valore più alto, pari a 3.5, è stato raggiunto presso Colle Val d’Elsa, quindi fuori dalla zona geotermica.

Riportando graficamente (Fig. 25) le curve di distribuzione degli eventi per classe di magnitudo (in scala lineare) e il numero cumulativo di eventi (in scala logaritmica) si può stimare in circa 1.6 la magnitudo di completezza M_c del catalogo, definita come la soglia inferiore di magnitudo a partire dalla quale sono identificati tutti i terremoto in un dato volume (in quanto non tutte le stazioni sono in grado di registrare correttamente i piccoli terremoti, generando una eterogeneità nella distribuzione spaziale degli eventi).

22 <http://cnt.rm.ingv.it/>

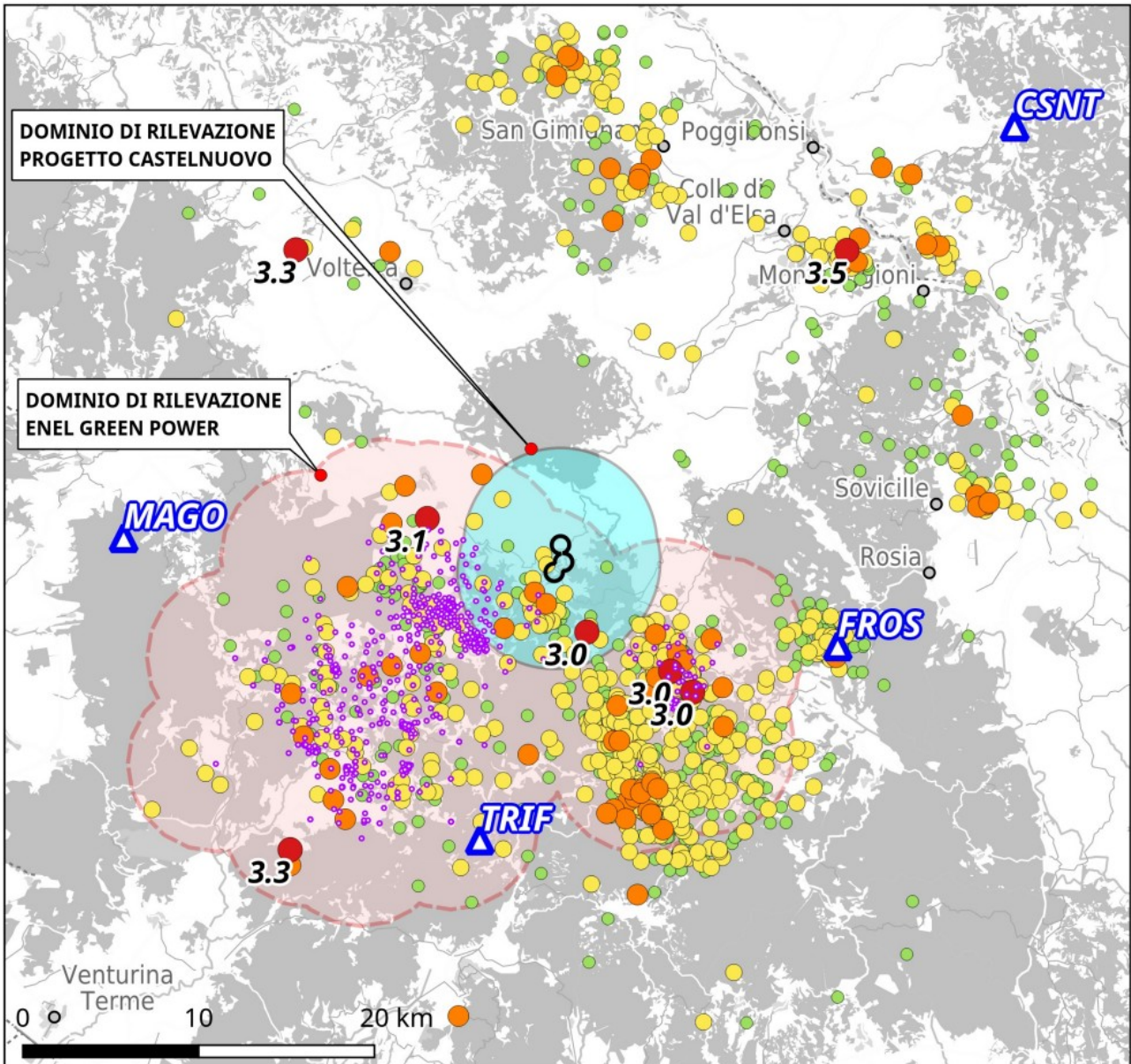


Fig. 23. Mappa dei terremoti 2012-2017 (CNT) entro $r=30$ km dal progetto, il cui dominio di rilevazione è in celeste (in nero il raggio di influenza dei pozzi). Il dominio di rilevazione del campo geotermico di Larderello-Travale è indicato in rosa, i pozzi Enel in viola. Gli eventi sono classificati come nella tabella semaforica delle Linee Guida MISE 2014 (verde: $M < 1.5$; giallo: $1.5 \leq M < 2.2$; arancio: $2.2 \leq M < 3.0$; rosso: $3.0 \leq M$). Etichettati gli eventi con $M \geq 3.0$.

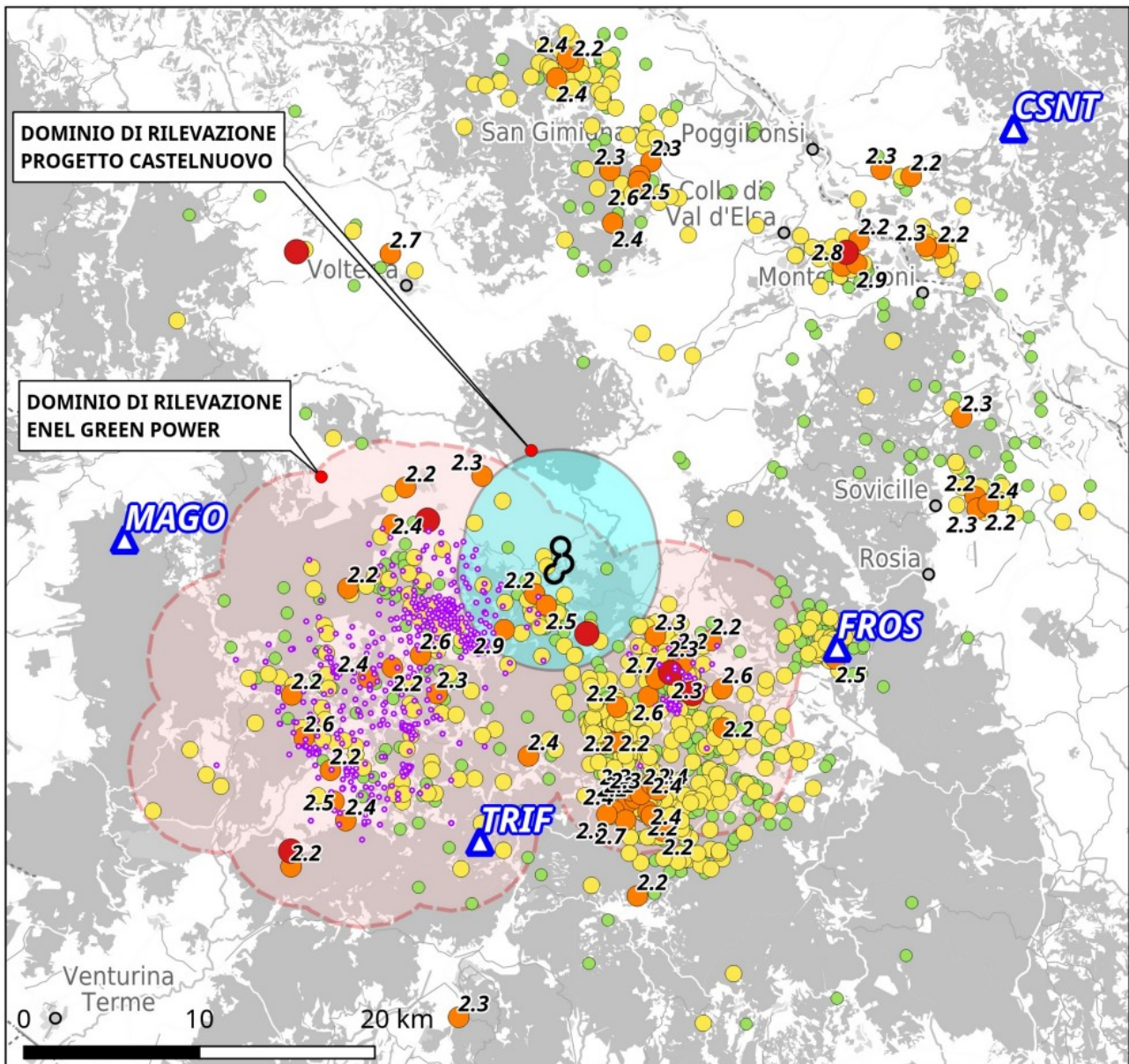


Fig. 24. Mappa dei terremoti 2012-2017 (CNT) entro $r=30$ km dal progetto, il cui dominio di rilevazione è in celeste (in nero il raggio di influenza dei pozzi). Il dominio di rilevazione del campo geotermico di Larderello-Travale è indicato in rosa, i pozzi Enel in viola.

Gli eventi sono classificati come nella tabella semaforica delle Linee Guida MISE 2014 (verde: $M < 1.5$; giallo: $1.5 \leq M < 2.2$; arancio: $2.2 \leq M < 3.0$; rosso: $3.0 \leq M$). Etichettati gli eventi con $2.2 \leq M < 3.0$.

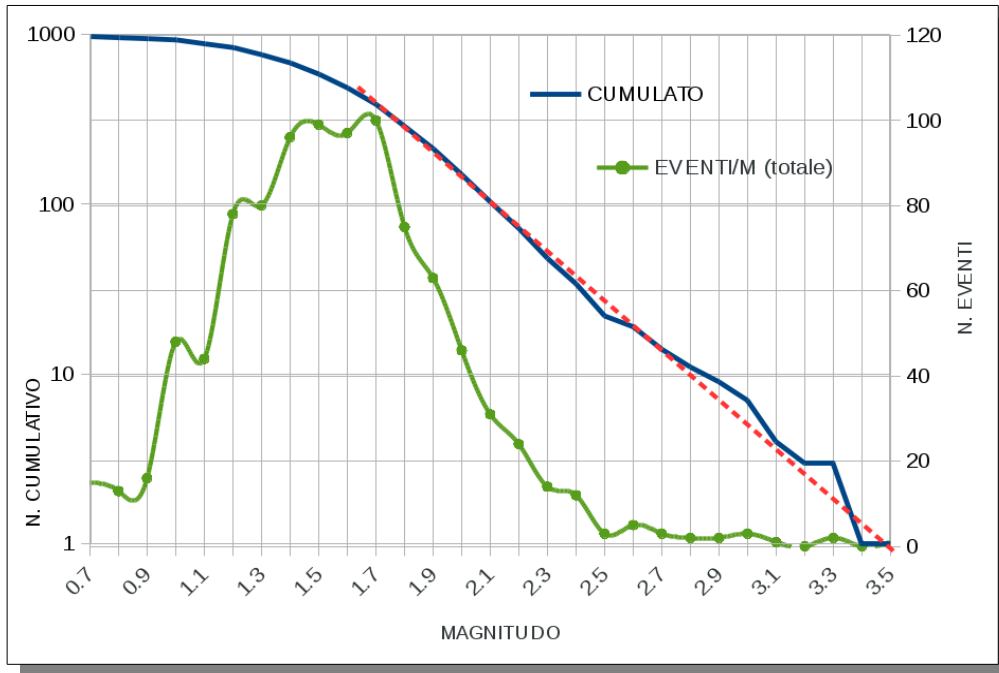


Fig. 25. Grafico del N.eventi/12 anni per classe di Magnitudo (verde, scala lineare) e del N.cumulativo di eventi per classe di Magnitudo (Blu, scala logaritmica) con indicazione approssimativa della regressione Gutenberg-Richter.

E' possibile fare una analisi interessante osservando che la distribuzione della sismicità non sembra distribuita in modo perfettamente omogeneo nel raggio di interesse. Come mostrato in Fig. 4, la distribuzione degli eventi può essere schematicamente suddivisa su tre aree principali: Larderello, Travale e zona Nord.

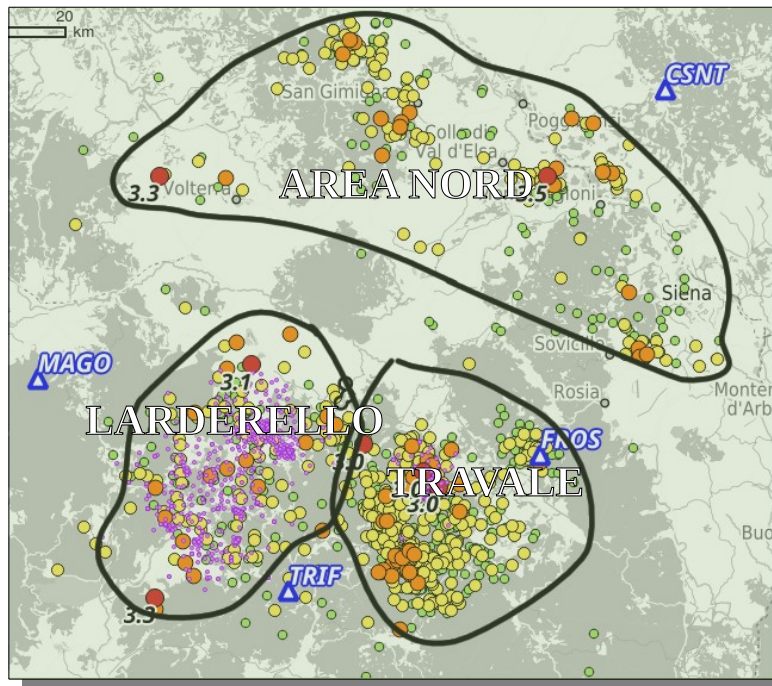


Fig. 26. Distribuzione degli eventi secondo tre aree principali.

La prima osservazione da fare riguarda il diverso comportamento, in termini di numero e distribuzione di eventi, tra le aree di Larderello e Travale. Mentre a Larderello si ha un numero cumulato di eventi di poco superiore a 200 in 12 anni, a Travale tale numero eccede 500. Le due

aree differiscono quindi per un fattore ~ 2.5 sul numero di eventi; tuttavia i circa 300 eventi in più a Travale sono concentrati nel range di magnitudo 1.1-2.1, i cui effetti non destano alcuna preoccupazione.

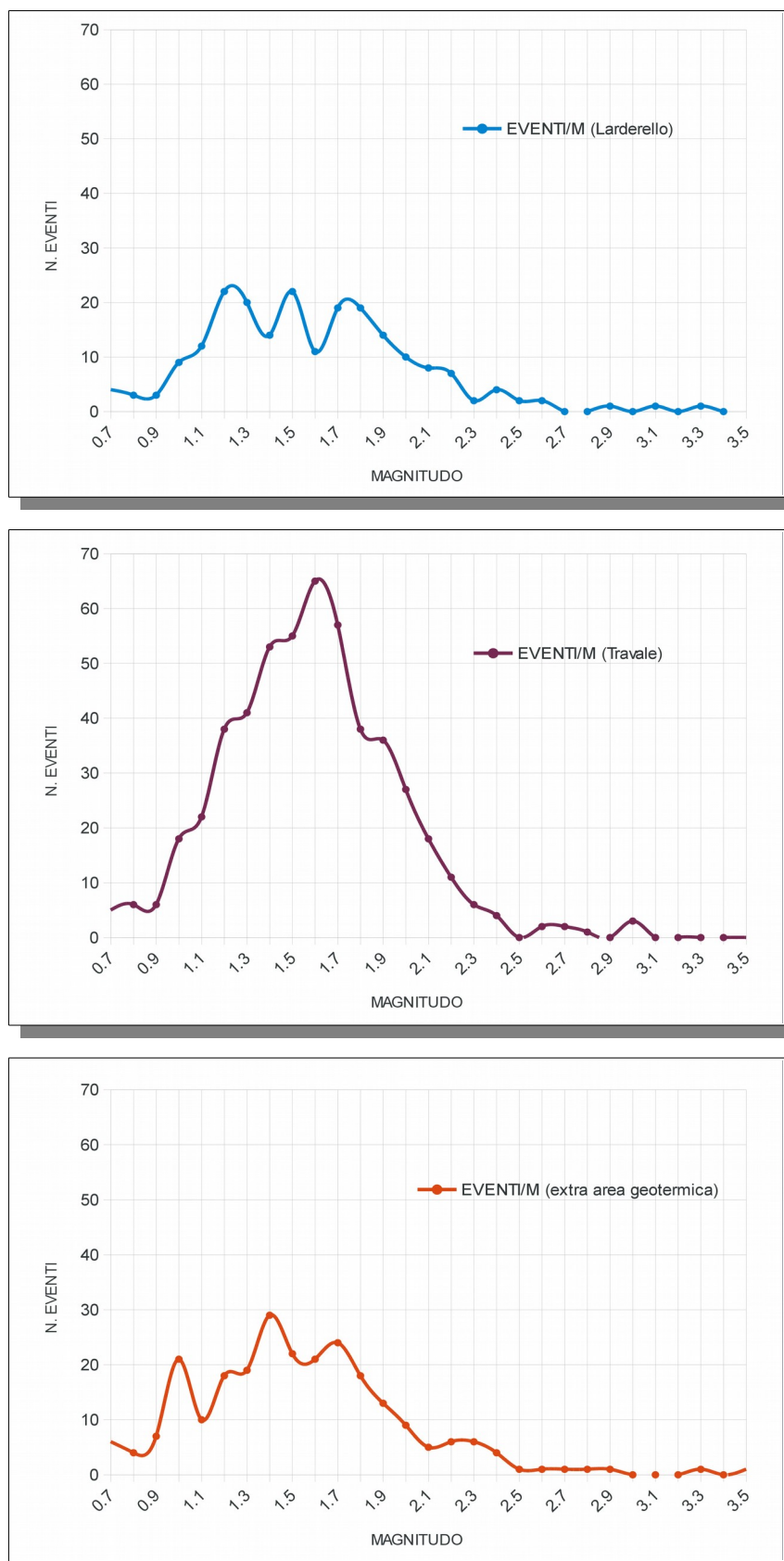


Fig. 27. Grafico del N.eventi / 12 anni per classe di Magnitudo per le aree di Larderello (blu), Travale (viola) e area nord, lontana dai campi geotermici (arancio).

Le due zone sono quindi simili in termini di massima magnitudo osservata nell'arco dei 12 anni di dati forniti dal catalogo ($3.0 \div 3.3$), mentre hanno un comportamento diverso per la frequenza degli eventi a bassa magnitudo.

Un dato del genere meriterebbe un approfondimento di tipo scientifico. In questa sede è **rilevante osservare come – con $M_{\max,12}$ osservata pressochè pari – nell'area di Larderello, che è quella maggiormente soggetta a reiniezione, si generino meno eventi che nell'area di Travale**, che produce invece una significativa frazione liquida che da molti anni viene in parte trasferita a Larderello con un apposito acquedotto di reiniezione.

Una ulteriore osservazione riguarda **le evidenti analogie mostrate dall'area di Larderello e dall'area Nord non geotermica**, dove gli eventi seguono distribuzioni molto simili. La $M_{\max,12}$ osservata (3.5) ricade nell'area nord non geotermica, ma la differenza con la $M_{\max,12}$ osservata nell'area geotermica di Larderello è minima (3.3)

Infine dalla distribuzione degli eventi sembrerebbe che nel quadrante nord-ovest sino a Berignone vi sia una minore concentrazione di eventi. Probabilmente ciò è dovuto ad una ridotta capacità di detezione della rete, in particolare nella zona di Volterra dove sembrano scomparire gli eventi di bassa e bassissima magnitudo, mentre non mancano gli eventi con $M > 2.2$. Ciò può essere dovuto sia alla disposizione geografica delle stazioni sia al fatto che la stazione MAGO (vedi Fig. 21 e seguenti) è entrata in servizio da poco in sostituzione della vicina stazione SASS (vedi Fig. 19), che non aveva un funzionamento ottimale.

Si possono quindi fare le seguenti **considerazioni conclusive**:

- 1) **L'area di raggio 30 km attorno al progetto risulta sismicamente attiva**, sia nella zona dei campi geotermici che nella zona non geotermica.
 - La magnitudo massima registrata nell'arco degli ultimi 12 anni è pari a 3.5, ma già analizzando un catalogo leggermente più ampio (cfr. supra, par. 1.4.1-1.4.2) si vede che dal 1985 sono stati registrati vari eventi tra $M=3.5$ e $M=3.8$, mentre nei cataloghi storici risultano addirittura **due eventi con $M=5.4$ (anno 1724) e $M=5.6$ (anno 1414)** (Fig. 28);
 - Il catalogo degli ultimi 12 anni relativo ad un raggio di 30 km riporta 1060 eventi, di cui circa la metà sopra la soglia di completezza stimata ($M_c \approx 1.6$). Ciò significa nell'area vi sono circa 45 eventi/anno con $M \geq 1.6$. Questo dato potrebbe essere affinato da ulteriori analisi.
- 2) dal momento che la soglia di $M=3.0$ è stata superata per 7 volte in 12 anni, e che tali eventi risultano distribuiti in modo abbastanza casuale nell'area di raggio 30 km in questione (eccettuati due soli eventi vicini nella zona di Travale), si deve concludere che l'accadimento di eventi con $M > 3$ rappresenta la normalità per questa zona. Infatti, Analizzando statisticamente la distribuzione degli eventi (tenendo presente che la normativa tecnica assume che la probabilità di accadimento del terremoto sia poissoniana) si ottiene che:
 - **la probabilità che accada almeno 1 evento/anno con $M > 3.0$ sono del 44.20%**;
 - **la probabilità che accada almeno 1 evento/anno con $M > 2.2$ sono del 99.75%**.

Una tale statistica preesistente alla realizzazione del progetto rende evidente che **un sistema semaforico, se non affiancato da altri elementi di controllo, non potrebbe essere applicato.**
- 3) Il sito di progetto ricade al limite tra le zone di Larderello e Travale. In particolare, **il sito si trova lungo la stessa struttura geologica che attraversa il campo geotermico di Travale**, ossia

la master fault con direzione appenninica, lunga decine di km, che delimita il graben di Volterra-Radicondoli. Per questo motivo è ragionevole assumere i dati relativi a Travale come riferimento statistico per quanto riguarda la frequenza di accadimento degli eventi.

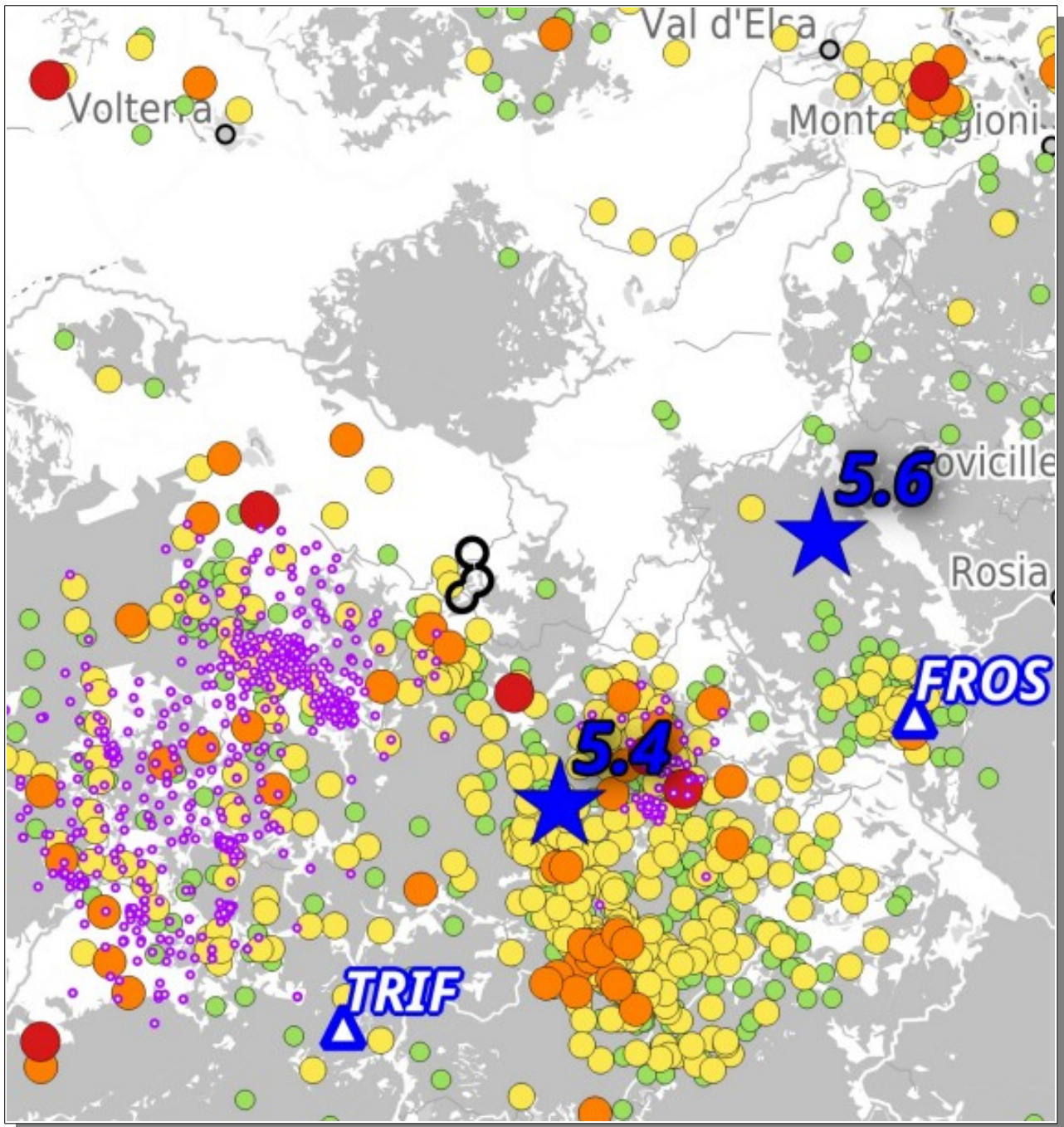


Fig. 28. Mappa con gli eventi di magnitudo 5.4 e 5.6 classificati nei cataloghi storica. Il sito di progetto è evidenziato dalla posizione dei cerchi neri. In viola sono indicati i pozzi Enel. Trif, Fros = Stazioni RSN. Gli eventi sono classificati come nella tabella semaforica delle Linee Guida MISE 2014 (verde: $M < 1.5$; giallo: $1.5 \leq M < 2.2$; arancio: $2.2 \leq M < 3.0$; rosso: $3.0 \leq M$).

2. RESOCONTO SUGLI STUDI SULLA SISMICITÀ INDOTTA

Il tema della sismicità indotta è, nel mondo, ampiamente studiato e dibattuto. Secondo Mucciarelli (2012) dal 1980 sono stati pubblicati mediamente 30 articoli l'anno; sempre Mucciarelli (2014) cita ben 60 articoli su esempi di sismicità indotta al congresso EGU 2014, mentre in Italia ci sono stati solo 8 lavori in 48 anni (fatta eccezione per i più recenti rapporti delle commissioni ministeriali). In questo capitolo si intende fornire una sintesi dello stato degli studi sulla sismicità indotta. Numerosi e importanti riferimenti bibliografici sono reperibili nel “Rapporto Ichese” (Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region), nel “Rapporto ISPRA” (Rapporto sullo stato delle conoscenze riguardo alle possibili relazioni tra attività antropiche e sismicità indotta/innescata in Italia) e nel documento conclusivo del Gruppo di Lavoro “MISE 2014” (Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche).

2.1 PRINCIPALI STUDI SULLA SISMICITÀ INDOTTA NEL MONDO

Si intende di seguito presentare una sintesi ragionata dei principali studi e articoli pubblicati sulla sismicità indotta a livello mondiale.

2.1.1 NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 2013

Nel 2013 è stato pubblicato, a cura del *Committee on Induced Seismicity Potential In Energy Technologies* della *National Academy of Sciences* il rapporto **“Induced Seismicity Potential in Energy Technologies”** (The National Academies Press, 2013).

Il rapporto riferisce che, sebbene siano state condotte varie ricerche credibili su possibili eventi sismici indotti, è opportuno sviluppare ulteriori ricerche a causa delle possibili controversie che tali eventi implicano.

Nelle conclusioni si sintetizza che i meccanismi di base che possono indurre sismicità in relazione ad attività di iniezione o estrazione (dell'industria energetica) sono noti. Solo una frazione che viene definita “molto piccola” delle attività, tra le centinaia in corso negli USA, ha indotto sismicità a livelli percepibili dal pubblico.

Per avere eventi sismici è necessario avere la concomitanza di più fattori: significative variazioni della pressione di poro in serbatoio, un preesistente stato di stress prossimo allo stato critico lungo faglie o fratture con una data orientazione, rocce tali da poter generare rottura fragile.

Vengono anche segnalate le lacune conoscitive: i dati sulle geometrie e le proprietà delle faglie, sulle pressioni di poro e sulle proprietà delle rocce sono insufficienti per creare modelli accurati; i modelli predittivi correnti non possono adeguatamente stimare le modalità di rottura e l'efficienza sismica.

In riferimento all'energia geotermica vengono riferite anche specifiche conclusioni che, in riferimento ai tre principali tipi di sistemi geotermici, evidenziano una distinzione tra i sistemi EGS, i sistemi ad acqua dominante e il sistema a vapore dominante di The Geysers.

The induced seismic responses to injection differ in cause and magnitude with each of the three different forms of geothermal resources. At the vapor-dominated Geysers field hundreds of earthquakes of M 2 or greater are produced annually with one or two of M 4, all apparently caused principally by cooling and contraction of the reservoir rocks. The liquid-dominated field developments generally cause little if any induced seismicity because the water injection typically replaces similar quantities of fluid extracted at similar

pressures and temperatures. The highpressure hydraulic fracturing into generally impermeable rock associated with the stimulation operations at enhanced geothermal systems (EGS) projects can cause hundreds of small microseismic events and an occasional earthquake of up to M 3 due mainly to the imposed increased fluid pressures.

Viene inoltre dichiarato che i sistemi di monitoraggio (perfino in sistemi EGS) sono efficaci nel controllare le operazioni in modo che la sismicità indotta si mantenga entro livelli accettabili:

The early use of a “best practices” protocol and a “traffic light” control system indicates that such measures can provide an effective means to control operations so that the intensity of the induced seismicity is within acceptable levels.

E' di grande interesse la lista riportata delle osservazioni sulla sismicità indotta, che contiene sia gli eventi documentati che quelli sospetti. Si riportano di seguito i 26 siti per i quali sono stati documentati ed osservati fenomeni sismicità indotta in ambito geotermico, estratti dalla tabella pubblicata (che include l'autore di riferimento):

Site/City/State	Country	Max Magnitude	Reference
Bad Urach	Germany	1.8	Evans et al. (2012)
Basel	Switzerland	3.4	Giardini (2011)
Berlin	El Salvador	4.4	Bommer et al. (2006)
Cesano	Italy	2	Evans et al. (2012)
Cooper Basin	Australia	3.7	Majer et al. (2007)
Coso, California	USA	2.6	Julian et al. (2007)
Desert Peak, Nevada	USA	0.74	Chabora et al. (2012)
Fenton Hill, New Mexico	USA	1	Nicholson&Wesson (92)
Fjallbacka	Sweden	-0.2	Evans et al. (2012)
Geysers, California	USA	4.6	Majer et al. (2007)
Gross Schonebeck	Germany	-1.1	Evans et al. (2012)
Hellisheidi	Iceland	2.4	Evans et al. (2012)
Hijiori	Japan	0.3	Kaieda et al. (2010)
Horstberg	Germany	0	Evans et al. (2012)
Krafla	Iceland	2	Evans et al. (2012)
German Continental Deep Drilling Program	Germany	1.2	Evans et al. (2012)
Landau	Germany	2.7	Evans et al. (2012)
Larderello-Travale	Italy	3	Evans et al. (2012)
Latera	Italy	2.9	Evans et al. (2012)
Monte Amiata	Italy	3.5	Evans et al. (2012)
Mutnovsky, Kamchatka	Russia	2	Kugaenko et al. (2005)
Ogachi	Japan	2	Kaieda et al. (2010)
Rosemanowes	UK	2	Evans et al. (2012)

Soultz	France	2.9	Evans et al. (2012)
Torre Alfina	Italy	3	Evans et al. (2012)
Unterhaching	Germany	2.4	Evans et al. (2012)

Riferimenti:

- Bommer, J.J., S. Oates, J.M. Cepeda, C. Lindholm, J. Bird, R. Torres, G. Marroquin, and J. Rivas. 2006. Control of hazard due to seismicity induced by a hot fractured rock geothermal project. *Engineering Geology* 83:287-306.
- Chabora, E., E. Zemach, P. Spielman, P. Drakos, S. Hickman, S. Lutz, K. Boyle, A. Falconer, A. Robertson-Tait, N.C. Davatzes, P. Rose, E. Majer, and S. Jarpe. 2012. Hydraulic Stimulation of Well 27-15, Desert Peak Geothermal Field, Nevada, USA. *Proceedings of the Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, CA, January 30-February 1.*
- Evans, K.F., A. Zappone, T. Kraft, N. Deichmann, and F. Moia. 2012. A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO2 reservoirs in Europe. *Geothermics* 41:30-54.
- Giardini, D. 2011. *Induced Seismicity in Deep Heat Mining: Lessons from Switzerland and Europe. Presentation to the National Research Council Committee on Induced Seismicity Potential in Energy Production Technologies, Washington, DC, April 26.*
- Julian, B.R., G.R. Foulger, and F. Monastero. 2007. Microearthquake moment tensors from the Coso geothermal field. *Proceedings, 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, CA, January 22-24.*
- Kaieda, H., S. Shunji Sasaki, and D. Wyborn. 2010. Comparison of characteristics of micro-earthquakes observed during hydraulic stimulation operations in Ogachi, Hijiori and Cooper Basin HDR projects. *Proceedings, World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, April 25-29.*
- Kugaenko, Y., V. Saltykov, and V. Chebrov. 2005. Seismic situation and necessity of local seismic monitoring in exploited Mutnovsky steam-hydrothermal field (southern Kamchatka, Russia). *Proceedings, World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, April 24-29.*
- Majer, E.L., R. Baria, M. Stark, S. Oates, J. Bommer, B. Smith, and H. Asanuma. 2007. Induced seismicity associated with enhanced geothermal systems. *Geothermics* 36(3):185-222.
- Nicholson, C., and R.L. Wesson. 1992. Triggered earthquakes and deep well activities. *Pure and Applied Geophysics* 139(3/4):562-578.

In estrema sintesi, la sismicità indotta nei sistemi geotermici appare legata sia al bilancio idrico netto che alle variazioni di temperatura prodotte nel sottosuolo. Diverse forme di sviluppo delle risorse geotermiche sembrano quindi avere un potenziale diverso in termini di sismicità indotta percepibile:

- la fratturazione idraulica ad alta pressione in alcuni progetti EGS ha causato eventi sismici abbastanza grandi da essere stati percepiti;
- variazioni di temperatura associate con lo sviluppo geotermico delle risorse idrotermali hanno anch'esse indotto sismicità (The Geysers).

Trattandosi di un rapporto sulla sismicità indotta per tutte le attività di sviluppo energetico, che riferisce di un totale di 156 siti nel mondo in cui è stata documentata sismicità indotta, si può estrarre una semplice statistica della distribuzione del fenomeno rispetto al tipo di attività (Fig. 23). E' interessante notare come il maggior numero di eventi sismici indotti sia stato registrato per le dighe (28%), mentre la geotermia registra il 17% del totale.

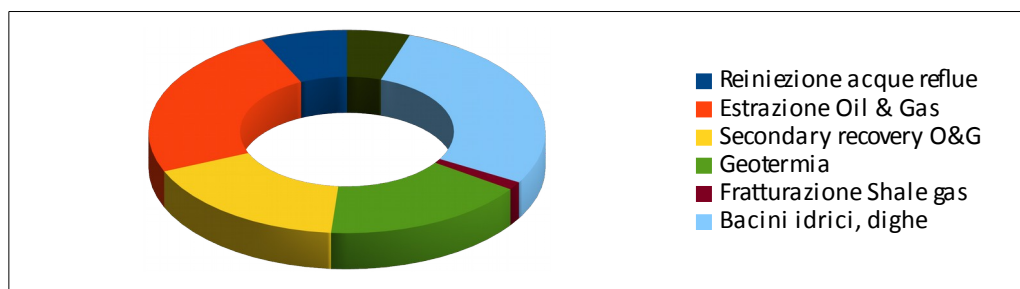


Fig. 29. Sismicità indotta per classe di industria energetica

E' altresì interessante osservare la distribuzione delle magnitudo massime per tipo di attività, riportata sulla mappa mondiale dei siti in oggetto (Fig. 24).

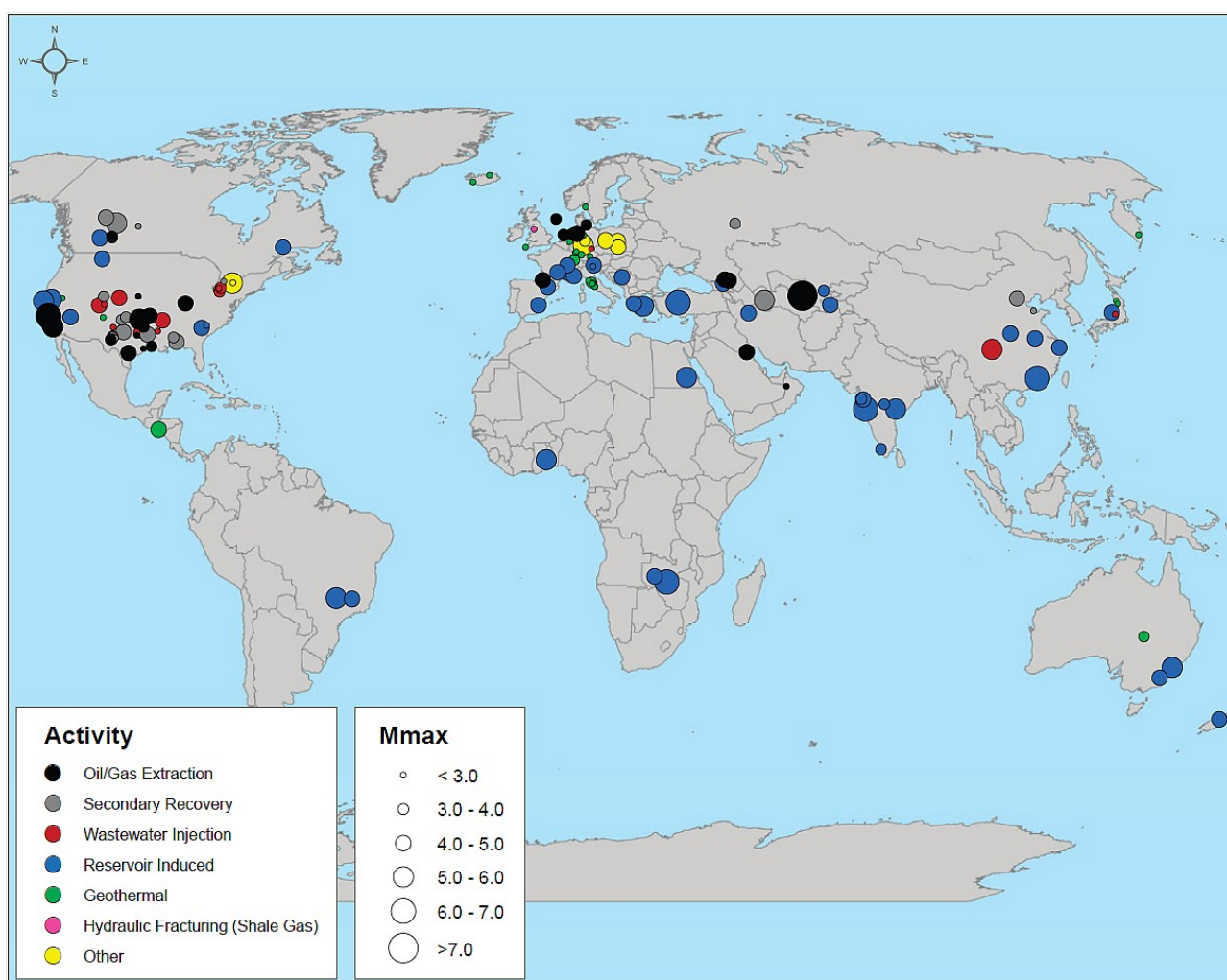


Fig. 30. Siti con sismicità indotta riportati in letteratura, causata da o probabilmente correlata alle attività umane, con la massima magnitudo indotta riportata per ogni sito (da “Induced Seismicity Potential in Energy Technologies”)

Il rapporto cerca di stabilire un protocollo di “**Best Practices**” da adottare per ciascuna tipologia di attività legata all’industria energetica, con l’obiettivo di diminuire la possibilità di accadimento di eventi sismici percepibili dalla cittadinanza e di mitigare gli effetti degli eventi che dovessero accadere. Il *Committee* ritiene che il successo dei protocolli sia legato ad un rapporto di collaborazione e dialogo tra gli operatori industriali, le autorità di vigilanza, i ricercatori scientifici e

il pubblico; protocolli appropriati possono essere utili e portare vantaggi a tutte le parti in gioco. Si può prendere ad esempio il protocollo consigliato dal *Department of Energy* (DoE) USA (Mayer, 2012) per lo sviluppo di progetti EGS, che include i seguenti passaggi:

STEP 1. Perform Preliminary Screening Evaluation.

STEP 2. Implement an Outreach and Communication Program.

STEP 3. Review and Select Criteria for Ground Vibration and Noise.

STEP 4. Establish Local Seismic Monitoring.

STEP 5. Quantify the Hazard from Natural and Induced Seismic Events.

STEP 6. Characterize the Risk of Induced Seismic Events.

STEP 7. Develop a Risk-Based Mitigation Plan.

Rispetto ad un progetto geotermico ordinario, questo protocollo può essere considerato completo e perfino superiore alle necessità, essendo stato sviluppato per attività di tipo EGS che comportano un rischio di sismicità indotta superiore.

Un protocollo di questo tipo fa riferimento ad un sistema semaforico, utilizzato solamente nel campo geotermico di Berlin e a Basilea.

Il Committee non propone un proprio sistema semaforico, ma cita due casi: Zoback (2012) per progetti di reiniezione di acque reflue e un documento²³ del *Bureau of Land Management* (BLM) contenente determinate condizioni per l'approvazione di un progetto EGS.

In quest'ultimo caso le specifiche procedure permettono le previste attività di fratturazione idraulica (luce verde) finché gli scuotimenti sono "leggeri", ossia di grado Mercalli IV (ground motion $\leq 3,9\%$ g registrata sul sito che coinvolge la cittadinanza). Se invece vengono registrate più volte in una settimana accelerazioni del suolo tra $3,9\%$ g e $9,2\%$ (ossia Mercalli V, scuotimento "moderato"), le operazioni devono essere ridotte (luce gialla) per ridurre il possibile accadimento di tali eventi. Infine, per accelerazioni al suolo superiori a $9,2\%$ g (Mercalli VI o maggiore) le operazioni devono cessare immediatamente (luce rossa).

2.1.2 EVANS ET AL, 2012

E' di immediato interesse riferire gli esiti della pubblicazione di Evans, Zappone, Kraft, Deichmann e Moia "A survey of the induced seismic responses to fluid injection in geothermal and CO₂ reservoirs in Europe" pubblicato su *Geothermics* n. 41 (2012), in quanto citato varie volte nel rapporto della National Academy of Sciences.

Evans et al. hanno studiato 41 casi adottando una metodologia che può essere presa come valido riferimento oggettivo nelle valutazioni della sismicità indotta.

L'indice di attività sismica naturale da essi adottato è l'accelerazione di picco al suolo (PGA) locale che ha il 10% di possibilità di essere superata in un tempo di ritorno di 50 anni (ad esempio, per Soultz essi adottano $PGA=0.08g$; per M.Amiata e Latera $0.19g$; per Larderello $0.16g$). Essi hanno pubblicato anche un paragone tra le magnitudo massime triggerate dall'iniezione di fluidi e il valore locale di PGA (Fig. 25). Il limite tra rischio basso e moderato è stato adottato in accordo a Giardini et al. (1999) come $0.08 g$. Il limite di magnitudo oltre il quale un terremoto viene percepito è stato assunto come $ML=2.0$, che rappresenta la magnitudo percepita dalla popolazione a Soultz.

La sintesi essenziale del loro studio è la seguente:

... the presence of faults near the wells that allow pressures to penetrate significant distances vertically and laterally can be expected to increase the risk of producing felt

23 R.M. Estabrook, BLM, Conditions of Approval for GSN-340-09-06, Work Authorized: Hydroshear, The Geysers, January 31, 2012.

events. All cases of injection into crystalline rocks produce seismic events, albeit usually of non-damaging magnitudes, and all crystalline rock masses were found to be critically stressed, regardless of the strength of their seismogenic responses to injection. Thus, these data suggest that criticality of stress, whilst a necessary condition for producing earthquakes that would disturb (or be felt by) the local population, is not a sufficient condition.

Essi rammentano inoltre che lo studio ha dei limiti:

The data are too few to evaluate the combined effect of depth and injected fluid volume on the size of the largest events.

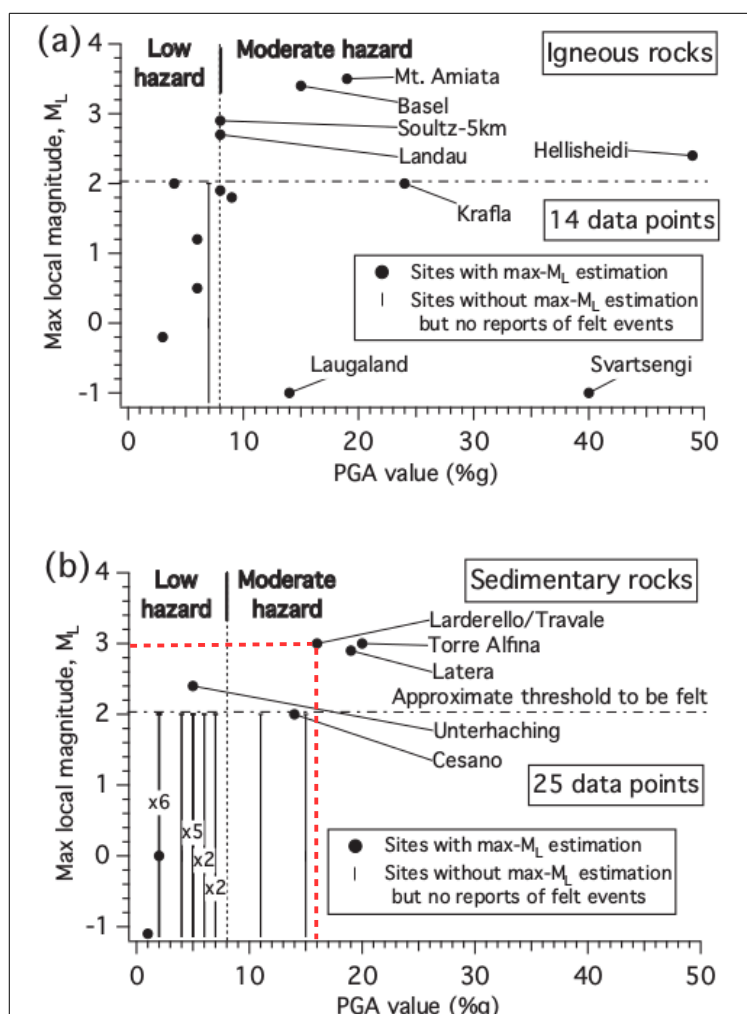


Fig. 31. Magnitudo massime triggerate dall'iniezione di fluidi e corrispondente PGA locale. Per il campo geotermico di Larderello-Travale si ha: $M_{Lmax} = 3$, $PGA = 16\%g$

Evans et al. rammentano che sin dai primi anni '70 furono operate rilevanti iniezioni di fluidi finalizzate alla stimolazione di rocce cristalline nei progetti EGS di Fenton Hill (USA), Rosemanowes (UK), Hijiori (Japan) e Soutz (France). Essi tuttavia non generarono eventi sismici tali da disturbare la popolazione locale, per cui il problema della sismicità indotta è emerso solo negli ultimi anni, in occasione dei progetti EGS di Soutz, Cooper Basin (Australia) e Basel (Switzerland, Fig. 26). Inoltre anche sistemi idrotermali hanno causato 1 o 2 casi di sismicità percepita.

Tra i vari dati riportati è interessante uno relativo a Soutz, comunemente considerato come uno dei tipici esempi di sismicità indotta (EGS), riferito non all'evento principale ($M_L=2.9$ a seguito di iniezioni con pressioni a testa pozzo di 7.9 MPa) ma ad un test di lunga durata con pressione di iniezione a testa pozzo inferiore ma comunque molto significativa (6 MPa):

Of the three deep Soultz wells, GPK3 appeared to be the most prone to produce large events in response to injection. (...) A 2-month closed-loop circulation test of wells GPK2–GPK3 was performed in 2008 at 25 l/s using a production pump in GPK2. No seismicity was observed for 5 weeks during which time the GPK3 injection pressure rose steadily to 6 MPa. Seismicity began once that pressure was exceeded, and included four events having magnitudes in the range M_L 1.3–1.4

E' interessante anche la sintesi dei risultati nelle aree geotermiche della Toscana e del Lazio (Larderello, Monte Amiata, Torre Alfina, Latera e Cesano):

*... the effect at Monte Amiata is difficult to assess because of high background seismicity; **at Larderello-Travale, injection enhances the number of small-magnitude events but does not detectably affect the large-magnitude events**; at Torre Alfina, Latera and Cesano, dedicated injection experiments yielded clear examples where injection has induced seismicity up to and including magnitude M_L 3.0. However, the injection experiments also yielded examples where injection produced negligible seismic response.*



Fig. 32. Perforazione a Basilea. L'iniezione fu eseguita con 340 bar a testa-pozzo.

2.1.3 GROUND WATER RESEARCH & EDUCATION FOUNDATION -WHITE PAPER ON INDUCED SEISMICITY, 2013

La conferenza del Ground Water Protection Council (GWPC) tenutasi nel gennaio 2013 in Florida comprendeva una sessione speciale dal titolo "Assessing & Managing Risk of Induced Seismicity by

Underground Injection". Le informazioni discusse durante la sessione sono state sintetizzate e pubblicate nel *White paper*.

Il *white paper* in più parti fa riferimento al già citato rapporto NSA e non pretende di essere maggiormente esaustivo.

Può essere interessante comunque estrarre alcuni aspetti significativi, tra cui il contributo di A.Holland dell'Oklahoma Geological Survey, il quale premette che:

In order for induced seismicity to take place there needs to be a critically stressed fault near the human activity

ma che non tutte le faglie sono ugualmente suscettibili nei confronti della sismicità indotta.

Holland ha sintetizzato varie informazioni sull'andamento delle pressioni in caso di reiniezione, mostrando come possono variare in funzione della distanza, del tempo e della diffusività idraulica.

Nelle sue osservazioni, riferite sia agli studi esistenti che al recente aumento del 600% della sismicità indotta in Oklahoma, egli precisa che la sismicità indotta generalmente si origina in prossimità del pozzo e si propaga a distanze maggiori con il tempo, in chiara correlazione con la reiniezione (Fig. 27); la distribuzione temporale e spaziale degli eventi è collegata alla diffusione della pressione di poro.

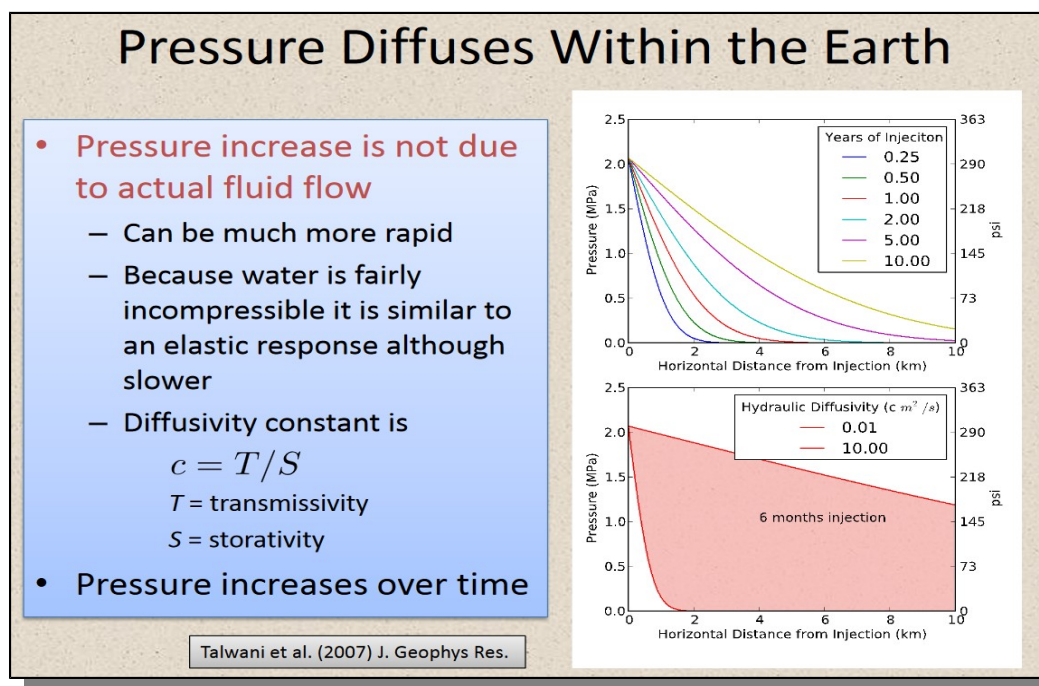


Fig. 33. Propagazione della pressione nel tempo in funzione della diffusività e della distanza (da Holland, 2013)

Nell'ambito della conferenza è stato proposto per la prima volta da J.Bull un protocollo di gestione del rischio secondo un "sistema semaforico" (Fig. 28) sviluppato sulla base dei concetti introdotti nel rapporto NSA. Questo autore suggerisce di modificare le condizioni di operatività in funzione di tre soglie di magnitudo, che possono essere modificate in funzione delle condizioni locali:

$M \leq 3.5^{24}$	nessuna condizione
$3.5 \leq M \leq 4.5^{25}$	riduzione delle attività
$M \geq 4.5$	sospensione delle operazioni

24 Intensità epicentrale lo pari a circa IV°-V° MCS

25 Intensità epicentrale lo pari a circa VI° MCS

Green	Continue operations – no seismicity felt at surface (MMI I-II)*								
Amber	Modify operations – seismicity felt at surface (MMI II-III+)*								
Red	Suspend operations – seismicity felt at surface with distress and/or damage (MMI V+)*								
Perceived Shaking	Not Felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very Strong	Severe	Violent	Extreme
Potential Damage	none	none	none	Very Light	Light	Moderate	Moderate Heavy	Heavy	Very Heavy
Peak Acceleration (%g)	<0.17	0.17 to 1.4	1.4 to 3.9	3.9 to 9.2	9.2 to 18	18 to 34	34 to 65	65 to 124	>124
Peak Velocity (cm/s)	<0.1	0.1 to 1.1	1.1 to 3.4	3.4 to 8.1	8.1 to 16	13 to 31	31 to 60	60 to 116	>116
Magnitude	1 – 2.9	3 – 3.9	4 – 4.4	4.5 – 4.9	5 – 5.4	5.5 – 5.9	6 – 6.4	6.5 – 6.9	7.0+
Modified Mercalli	I	II to III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
Traffic Lights *	Green		Yellow		Red				

* Established based upon local conditions, demographics and codes

Fig. 34. Protocollo operativo a semaforo in funzione della soglia di magnitudo (da Bull, 2013)

2.1.4 GEOTHERMAL ENGINEERING INTEGRATING MITIGATION OF INDUCED SEISMICITY IN RESERVOIRS (PROGETTO “GEISER/FP7”, 2013)

Il progetto GEISER ha preso il via nel 2010 con il finanziamento della Comunità Europea (5.3 M€) con lo scopo principale di contribuire al miglioramento dei progetti EGS attraverso lo studio della sismicità indotta. Tenuto conto che alcuni promettenti progetti EGS sono stati messi a repentaglio da eventi di sismicità indotta, l’attività di ricerca finanziata è stata ispirata dal principio che le risorse geotermiche, se rese accessibili, possono avere un ruolo molto più importante a scala Europea rispetto alle utilizzazioni già riuscite in Italia e Islanda in condizioni geologiche eccezionalmente favorevoli.

Per sviluppare gli obiettivi della ricerca sono stati individuati quattro temi principali:

- l’analisi della sismicità indotta in bacini rappresentativi di tutta Europa;
- la comprensione dei principi geomeccanici e dei processi connessi alla sismicità indotta;
- le conseguenze della sismicità indotta, attraverso la valutazione della pericolosità sismica presentata da eventi attivati da attività umana in confronto alla sismicità naturale;
- le strategie per la mitigazione della sismicità indotta.

I risultati dello studio sono stati condivisi dagli autori e discussi con un panel di esperti internazionali provenienti da USA, Nuova Zelanda, etc., nella conferenza finale tenutasi a Napoli il 30 e 31 Maggio 2013.

Una panoramica dei risultati è stata pubblicata dai principali coordinatori del progetto, facenti capo al GFZ di Potsdam nel paper *Analysis of induced seismicity in geothermal reservoirs – An overview* (Zang et. Al, Geothermics 52, 2014).

Dopo una ricognizione iniziale delle casistiche di sismicità indotta, gli autori affermano che

The actual underlying physical mechanism of shear dilatation, due to injection of large fluid volumes at high pressure (nota: riferito agli EGS), however, is not yet fully understood. Depending on rock properties, injection pressure, fluid volume and temperature, reservoir rocks can respond with tensile failure (hydraulic fractures; Hubbert and Willis, 1957), or with shear failure of preexisting joint sets (dilatant shear; Hubbert and Rubey, 1959).

La prima sezione del paper è dedicata alla risposta sismica all’iniezione di fluidi.

Nei progetti **EGS** è dimostrata una chiara correlazione tra l'iniezione e la risposta sismica rappresentata dalla massima magnitudo osservata. Apparentemente la Magnitudo aumenta all'aumentare del volume iniettato. E' stato presentato un grafico che integra i dati di McGarr (McGarr, A. 2014. *Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119) con i nuovi dati esaminati.

Per quanto riguarda la geotermia, la massima magnitudo osservata è M=3.7 nel progetto EGS di Cooper Basin, dove l'iniezione è stata eseguita con una pressione a boccapozzo di 68 MPa.

I nuovi dati non modificano la retta di inviluppo superiore proposta da McGarr.

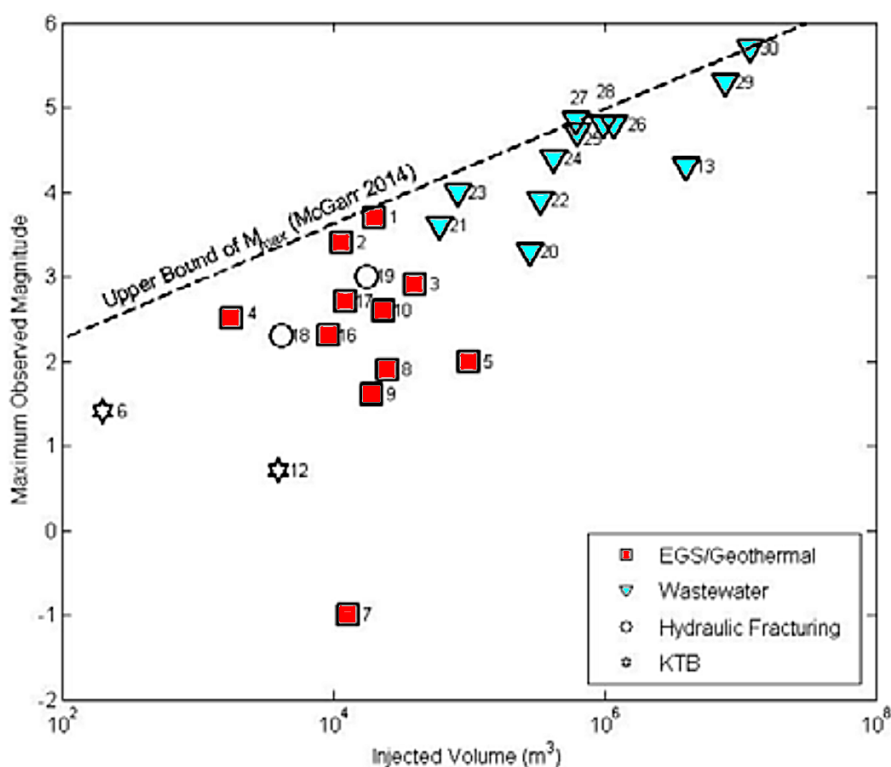


Fig. 35. Magnitudo massima osservata per i vari progetti, disaggregati per tipologia. 1=Cooper Basin, EGS; 2=Basel, EGS; 3=Soultz (deep), EGS; 4=Paralana, EGS; 5=Rosmanowes, EGS; 7=Gross Schonebeck, EGS; 8,9=Soultz (upper, GPK1), EGS; 10=Soultz (deep, GPK2), EGS; 16,17=Soultz (deep, GPK4), EGS. Da Zang et al., 2014 (mod.)

Se si procede ad una disaggregazione dei dati in funzione della tipologia, distinguendo i progetti EGS/Geotermici dalle attività di *wastewater disposal* (Fig. 29), si possono fare due osservazioni molto significative:

- 1) in nessuna delle due tipologie esiste una correlazione tra la Magnitudo massima osservata e la pressione di iniezione a testa-pozzo;
- 2) nei progetti EGS/Geotermici la Magnitudo massima non ha mai superato il valore di 3.7 (Cooper Basin, EGS), mentre nelle attività di *wastewater disposal* essa è risultata variabile tra 4.3 e 5.7.

Questi dati, facilmente desumibili dai grafici sottostanti (nei quali sono stati disaggregati i dati di tab. 2 di Zang et al.), sembrano indicare l'appartenenza ad un diverso dominio di magnitudo dei due tipi di progetto.

E' ragionevole quindi assumere che non è lecito estendere ai progetti geotermici in generale le osservazioni sulle attività di *wastewater disposal*.

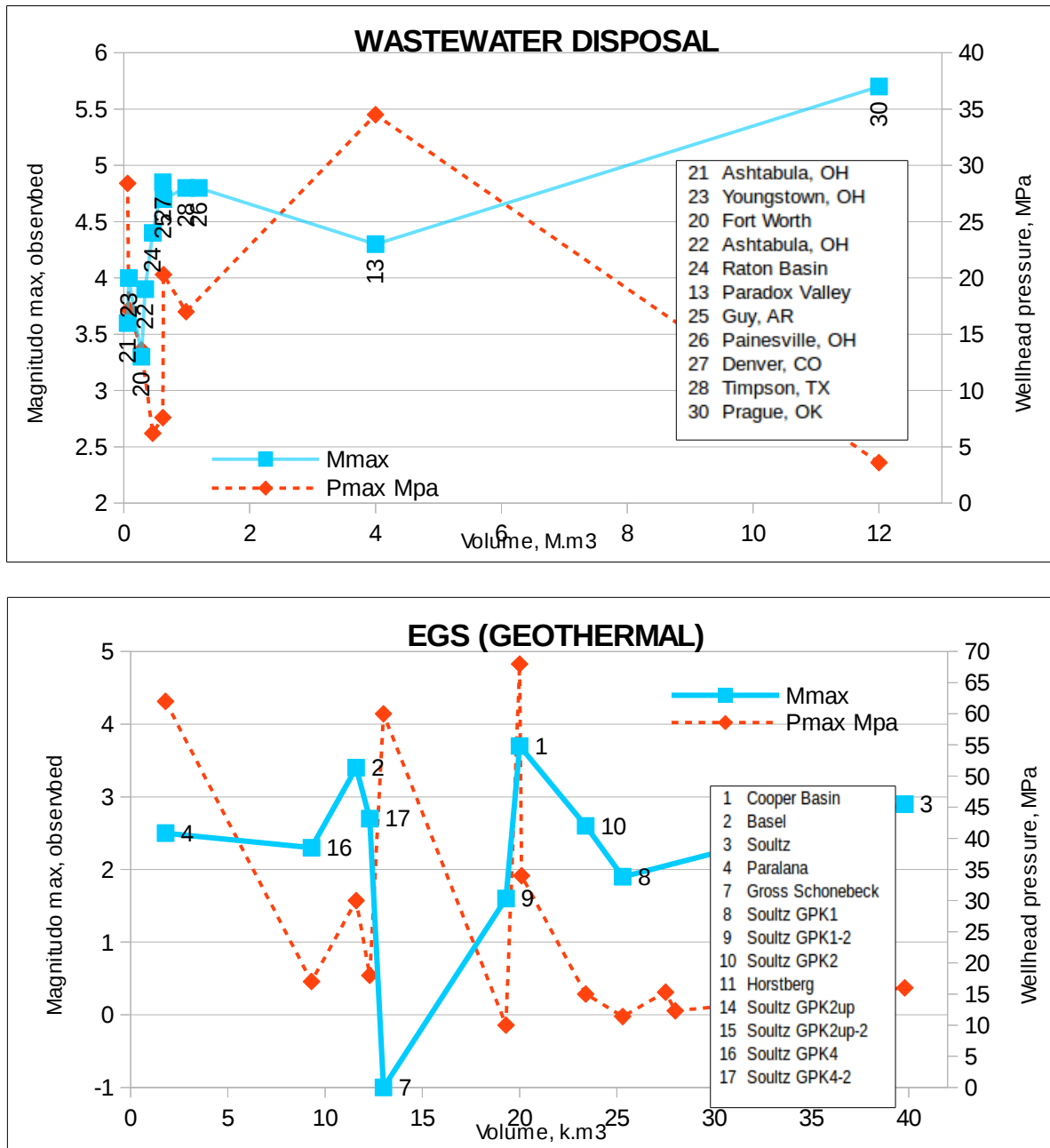


Fig. 36. Magnitudo massima osservata in funzione del volume iniettato e della pressione massima di iniezione, rispettivamente per progetti di "wastewater disposal" (grafico superiore, scala dei volumi in Milioni di mc) ed EGS (grafico inferiore, volumi in migliaia di mc). Elaborazione su dati di Zang et al., 2014

Secondo quanto riferito da Zang et al., una caratteristica ampiamente osservata è la migrazione spaziale e temporale della sismicità dalle vicinanze del pozzo verso zone più lontane, ma l'accuratezza di queste osservazioni dipende dalla qualità della rete sismica di monitoraggio e dalla bontà dei modelli di velocità.

Un altro dato significativo è riportato nel grafico della Magnitudo massima in funzione di un semplice *indice di iniettività*. Da esso si nota non solo come le attività di *wastewater disposal* siano caratterizzate da valori di iniettività molto bassi, ma anche che all'aumentare dell'iniettività diminuiscono le massime magnitudo osservate.

Questa osservazione assumerà una chiara rilevanza nel cap 6.

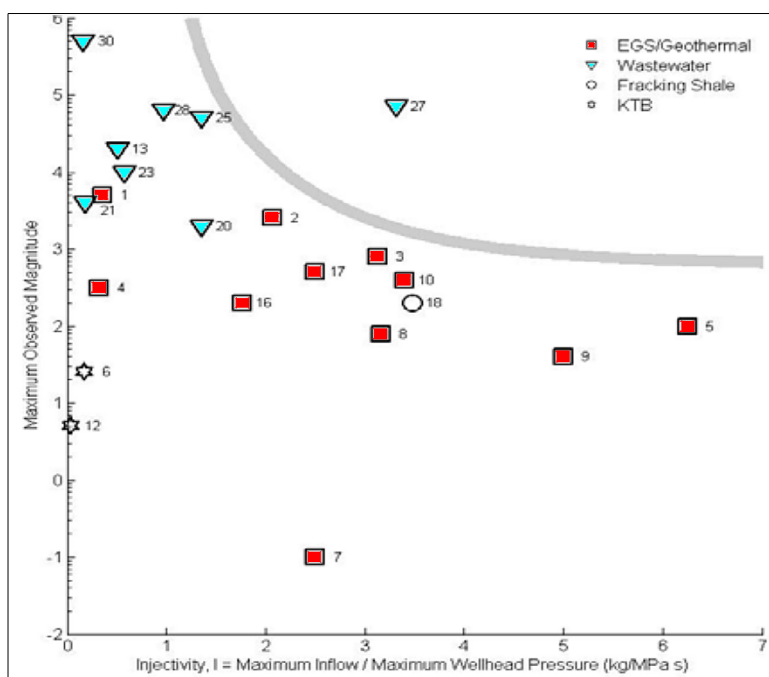


Fig. 37. Magnitudo massima osservata in funzione dell'indice di iniettività. Da Zang et al., 2014 (mod.)

Concludono in ogni caso gli Autori che la probabilità di indurre i massimi eventi sismici, da essi definiti *larger magnitude events (LME)*, aumenta generalmente con il volume iniettato, sebbene vi siano significative differenze a livello regionale. Viene inoltre osservato come le magnitudo più grandi sono state generalmente registrate laddove si sono avuti i maggiori accumuli netti di volumi iniettati nel tempo (a differenza dei progetti con reiniezione totale, dove l'accumulo netto è pari a zero).

A questo proposito si può avere una idea dei volumi in gioco grazie ai dati riferiti da McGuire nel rapporto "Induced Seismicity Potential in Energy Technologies" facente parte del White paper on induced seismicity 2013 (cfr. par. 2.1.3). Egli fornisce le seguenti stime dei volumi reiettati mediamente per ciascuna tipologia di operazioni: 2 Mmc/anno per progetti "Shale Gas", 4Mmc per progetti "Waste Water",

E' inoltre rilevante notare nel grafico precedente come il valore massimo dell'indice di iniettività considerato in ascissa (7 kg/MPa s) sia molto più basso delle iniettività attese nel progetto, per le quali ci si aspetta un campo di variabilità tra circa 15 e 25 kg/MPa s. E' intuitivo capire che iniettività maggiori consentono di dissipare le sovrappressioni in serbatoio molto più facilmente, e quindi con rischi di sismicità indotta assai minori, rispetto a siti che richiedono elevate pressioni di iniezione a testa-pozzo.

In generale e comunque l'assetto strutturale del sito ad essere rilevante:

Large or damaging earthquakes tend to occur on developed or active fault systems. In other words, large earthquakes are unlikely to occur in absence of a fault large or long enough to release considerable energy.

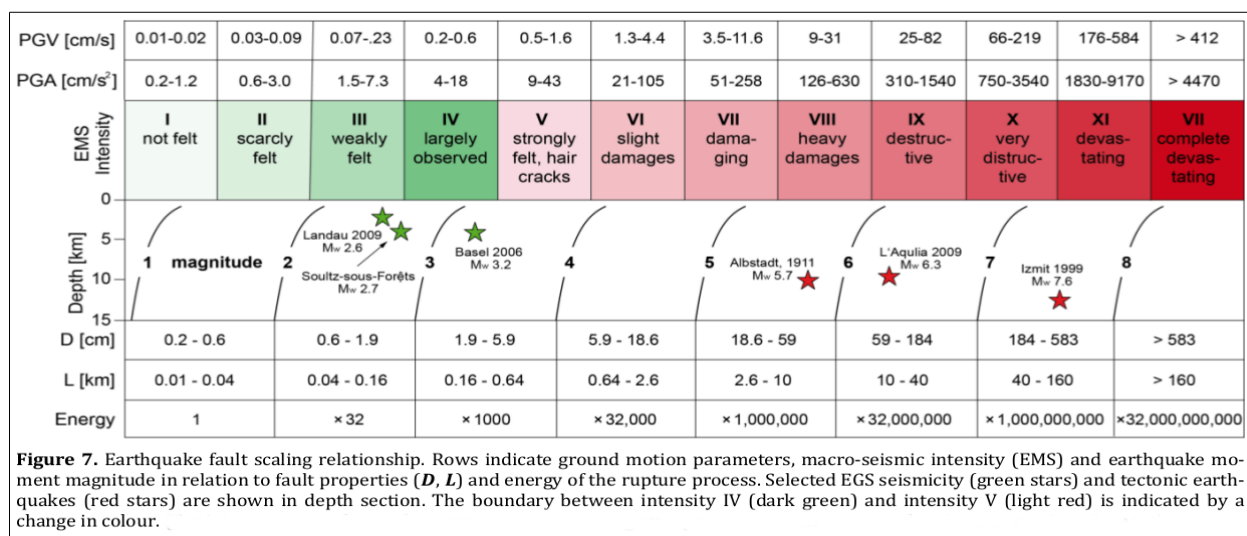
(...) a causal relationship if any between ... maximum magnitude and PGA threshold level remains unclear and requires a more detailed geomechanical examination of each project.

Queste osservazioni, si nota, sono del tutto congruenti con la moderata M_{max} correlata alle operazioni nella zona geotermica di Larderello-Travale.

Una sezione interessante del paper è dedicata ad una analisi dei rapporti tra la massima magnitudo osservata per eventi indotti in un dato sito (M_{max}^{obs}) e la massima magnitudo attesa (M_{max}) tipica

degli studi di rischio sismico.

Viene ripresa e modificata da Leonard M., 2010 (*Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. Bull. Seismol. Soc. Am. 100, 1971–1988.*) una tabella di correlazione tra faglie e terremoti (Fig. 32). Per la valutazione dei serbatoi geotermici si ha il problema di ridurre la scala di queste correlazioni alle dimensioni molto più piccole delle fratture che possono essere riattivate. Le tipiche fagliazioni dei serbatoi geotermici possono essere capaci di generare sismicità con magnitudo locale tra 3 e 4. Viene comunemente assunto che la superficie di rottura dell'evento principale sia limitata dalla dimensione del volume di roccia stimolato. La Magnitudo massima viene quindi controllata dall'area entro la quale l'incremento della pressione di fluido spinge lo stato tensionale della roccia in prossimità della rottura (Baisch S. and Voros R. - *Reservoir Induced Seismicity: Where, When, Why and How Strong?* Proceedings World Geothermal Congress 2010).



Parameter	Unit	Formula	Reference
Peak ground velocity, <i>PGV</i>	cm/s	$I_0 = 5.11 + 2.35 \log(PGV)$	Faenza et al. (2010)
Peak ground acceleration, <i>PGA</i>	cm/s ²	$I_0 = 1.68 + 2.58 \log(PGA)$	
EMS Intensity, <i>I</i> ₀		$M_w = 0.667 I_0 + 0.30 \log(h) - 0.10$	Grünthal et al. (2009)
Displacement, <i>D</i>	cm	$\log(D) = 0.833 \log(L) - 1.07$	Leonard (2010)
Fault length, <i>L</i>	km	$M_w = 1.67 \log(L) + 4.32$	

EMS, European Macroseismic Scale; *M_w* moment magnitude; *I*₀ epicentral intensity; *h* focal depth of earthquake.

Fig. 38. Correlazione tra faglie e massima magnitudo proposta da Leonard, 2010

Gli Autori prendono in esame vari modelli di calcolo o stima della sismicità indotta proposti per vari siti, considerando tra gli altri, in particolare, anche il modello di McGarr (McGarr, A., 2014. *Maximum magnitude earthquakes by induced fluid injection*. J. Geophys. Res. Solid Earth) che sotto certe assunzioni può correlare il massimo momento sismico e la massima magnitudo momento con il volume totale di fluido iniettato, per concludere che

...induced seismic hazard assessment should not rely on either deterministic or probabilistic methods alone.

(...)

For most projects the maximum magnitude earthquake is observed to be much lower than estimated on the basis of injected fluid volume. For instance, the rock mass may respond to injection by deforming aseismically because of its material properties.

2.1.5 ALTRI STUDI, PUBBLICAZIONI E RAPPORTI

a. Il concetto di Permeabilità Sismogenica di Talwani et al. (2007)

Talwani et al. (Seismogenic permeability, k_s , J. Geophys. Res., 112, 2007), analizzando oltre 90 casi di sismicità indotta associata ad oscillazioni di bacini idrici, iniezione di fluidi in pozzi profondi e ricariche di falde sotterranee a carattere stagionale, osservano come la sismicità indotta sia associata ad un determinato range di permeabilità del sottosuolo.

La diffusione della pressione dei pori è il principale responsabile per l'accumulo di pressioni del fluido e l'insorgenza di sismicità, e il parametro idrologico che controlla la pressione dei pori è la diffusività idraulica c , che è direttamente collegata alla permeabilità intrinseca k .

Gli Autori hanno determinato che il valore di diffusività idraulica delle fratture associate alla sismicità si trova tra 0,1 e 10 m^2/s . Questa gamma di valori di c corrisponde a un intervallo di valori di permeabilità intrinseca da essi denominato permeabilità sismogenica k_s , compreso tra 5×10^{-16} e $5 \times 10^{-14} m^2$. È stato riscontrato come le fratture con k_s siano associate a flusso di Darcy, e che la sismicità è univocamente associata a fratture con permeabilità sismogenetica.

Le fratture con permeabilità inferiore a k_s sono risultate asismiche in quanto l'aumento di pressione dei pori è stato trascurabile; al contrario, nelle fratture con permeabilità maggiore di k_s è stato osservato un flusso asismico di tipo non-Darcy.

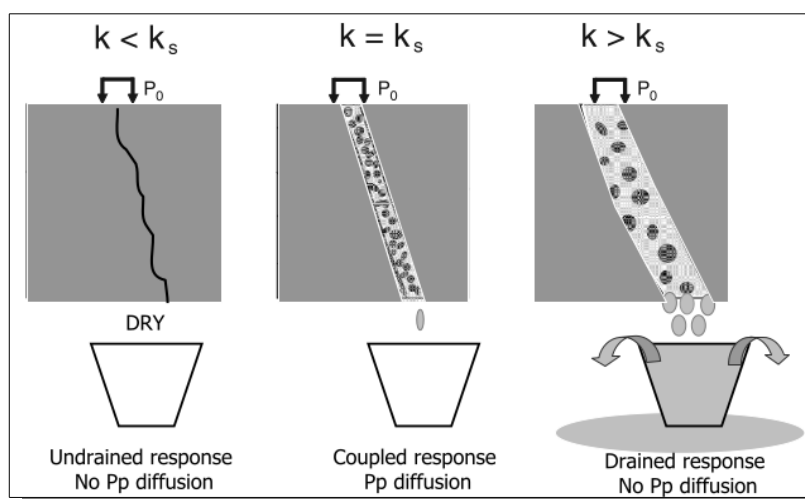


Fig. 39. Schema esemplificativo del rapporto tra permeabilità e diffusione della pressione (Talwani et al., 2007)

b. Lo stress indotto da variazioni di temperatura

W.E. Glassley, nel capitolo del proprio testo "Geothermal Energy – Renewal Energy and the Environment" (CRC Press, 2010) dedicato alla sismicità, dove analizza i principali aspetti geomeccanici, prende in esame la sismicità associata all'iniezione di fluidi freddi.

Per gli estremi della serie k-feldspatica ortose-albite, che sono tra i costituenti più abbondanti delle rocce ignee, egli riporta il coefficiente volumetrico di espansione termica definito come $\alpha = (\Delta V/V_0)/\Delta T$, che risulta di circa $10 \div 18 \times 10^{-5}/^\circ C$. Tale valore implica variazioni volumetriche piccole ma non insignificanti, infatti è stato ipotizzato che tale effetto possa essere la causa di terremoti molto piccoli in zone dove viene effettuata l'iniezione di acqua fredda in serbatoi geotermici caldi. Ad esempio, Stark (Stark, M. 2003. "Seismic Evidence for a Long-Lived Enhanced Geothermal System (EGS) in the Northern Geysers Reservoir." Geothermal Resources Council Transactions 27:727–31) ha documentato che durante la reiniezione a The Geysers, dove la differenza di temperatura eccede i $100^\circ C$, vi sono eventi microsismici correlati temporalmente e spazialmente

con la reiniezione, che egli ritiene dovuti ad effetti termoelastici. Le variazioni di volume associate sono molto probabilmente riadattate dalla crescita di fratture preesistenti e dalla neoformazione di microcracks. Se così non fosse, tenuto conto dell'area interessata dal processo di raffreddamento e dalla magnitudo massima (circa 2.5) si avrebbe uno slip di 10-15 cm nell'ipotesi di contrazione volumetrica (oppure una contrazione di 1-2 m se la deformazione fosse vincolata in un solo piano). Secondo Glassley una sismicità di questo tipo non ha conseguenze pratiche, ma può essere utile per mappare la propagazione delle fratture e quindi dei fluidi.

Un caso particolare di valutazione dello stress indotto da fluidi freddi è stato preso in esame anche da Hassanzadegan et al., 2011 (A. Hassanzadegan, G. Blöcher, G. Zimmermann, H. Milsch, I. Moeck – "Induced Stress in a Geothermal Doublet System" - Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, January 31 - February 2, 2011).

Essi hanno elaborato mediante un modello ad elementi finiti una simulazione dinamica previsionale degli stress termoelastici e poroelastici indotti da produzione e iniezione di acqua nel sistema geotermico di Groß Schönebeck, rappresentato da un acquifero confinato a circa 4 km di profondità. La loro simulazione termo-idro-meccanica cerca di riprodurre le variazioni in serbatoio dovute ai cambiamenti di pressione e temperatura, lo stress indotto e la deformazione per un arco di 30 anni.

Il modello è costruito sui parametri specifici del serbatoio di Groß Schönebeck, simati come segue: $S_{h,min}=54$ MPa; $S_v=100$ MPa at a depth of 4100 meter; permeabilità=2 mD (a 150° C con stress efficace medio di 45 MPa); roccia arenacea con resistenza alla trazione ≈ 3.9 MPa; portata di produzione prevista = 20 l/s; reiniezione di acqua a 70°C.

Lo stress termoelastico indotto dall'iniezione di fluidi freddi sposta la $S_{h,min}$ verso il campo tensile. In base al modello viene concluso che nell'intorno del pozzo di iniezione, per $\Delta T=-80^\circ\text{C}$ e con un aumento di pressione a fondo pozzo di 10Mpa, si ha una variazione del valore di $S_{h,min}$ tale da superare la resistenza a trazione dell'arenaria. Il modello inoltre conduce a stimare che lo stress termoelastico abbia una magnitudo molto maggiore rispetto allo stress poroelastico.

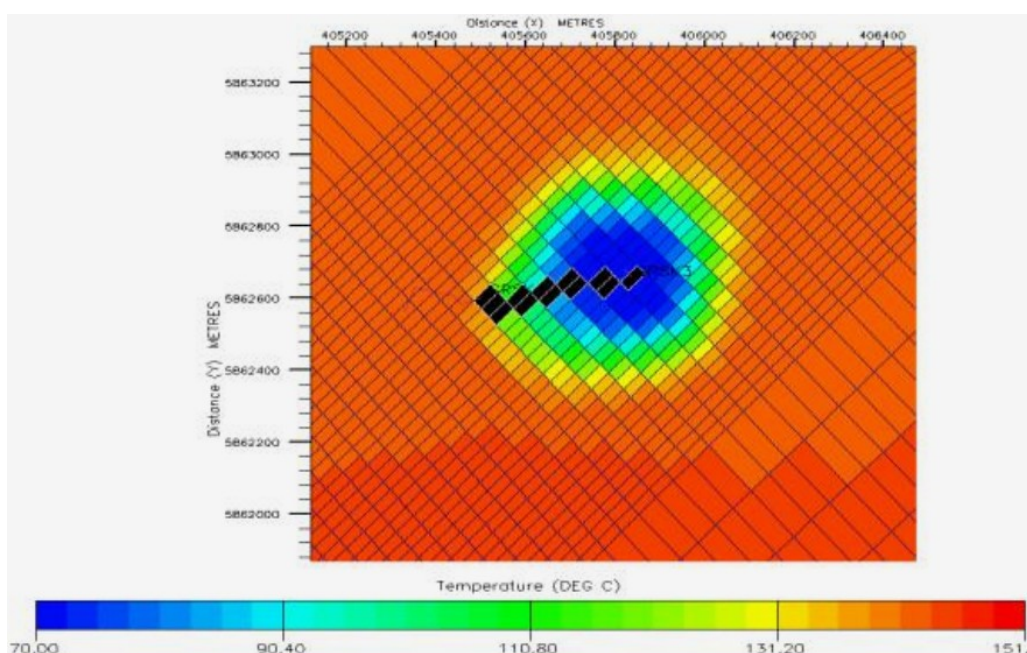


Fig. 40. Variazione di temperatura nel modello di Groß Schönebeck (Hassanzadegan et al., 2011)

Al termine della simulazione di 30 anni il fronte di temperatura di 70°, che si propaga per diffusione, risulta avere un raggio dell'ordine di 100 m (Fig. 34).

Questo studio è stato citato alla pag. 177 del rapporto “Ichese” (cfr. 2.2.2) nel modo che segue:

The injection of cold water into hot rock has to be considered as a possible cause geomechanical changes. In fact Hassanzadegan et al [180] investigated temperature induced geomechanical effects in doublets. They concluded that re-injection of water with a temperature drop of 80 K in comparison to the formation temperature can induce a total subsidence in the order of mm after 30 years of operations, with variation due to different rock type but remaining of the same order. These values are very low and the damaging potential is very low.

E' importante osservare che il rapporto Ichese cita il lavoro di Hassanzadegan et al. (2011) in relazione al valore di subsidenza previsto (dell'ordine dei mm), mentre non vi è alcun riferimento alla sismicità indotta, neppure come possibile esempio.

Tuttavia lo stesso rapporto “Ichese” nelle proprie conclusioni a pag. 185 (e nella corrispondente traduzione a pag 194), discutendo del sistema geotermico di Ferrara, riporta una sintesi del tutto opposta:

Considering that: (...)

(b) Temperature induced geomechanical effects have been observed when the temperature drop between injection and extraction is at least of 80°

Tale assunzione è evidentemente incongruente, e quindi del tutto errata, rispetto sia ai contenuti dello studio di Hassanzadegan et al. (2011), i quali non hanno osservato alcunchè avendo elaborato un modello predittivo, che alla sintesi – in questo caso corretta – già fornita a pag. 177 del rapporto stesso.

Inoltre si può verificare che nessun altro studio tale da poter ricodurre a concludere che “effetti geomeccanici indotti da temperatura sono stati osservati quando la differenza di temperatura tra l'iniezione e l'estrazione è almeno 80°” è mai citato in qualche parte del rapporto “Ichese”.

La lettura della sola sintesi conclusiva del rapporto “Ichese” - nella parte in cui conclude che è stata osservata una sismicità “termo-indotta” – può quindi facilmente condurre alla formazione di una errata convinzione su questo punto. **In realtà nel rapporto “Ichese” non risultano essere mai stati riferiti e citati effetti geo-meccanici per variazioni termiche (ossia microsismicità termo-indotta) dovuti a una differenza di temperatura di almeno 80°C.**

Che nel citato progetto geotermico di Gross Schonebeck non vi sia stata sismicità termo-indotta è ben chiarito da Huenges²⁶: “...there have been recent EGS development projects as well, at Groß Schonebeck for example, where no microseismic activity strong enough to be perceptible at the surface was induced”.

c. Una correlazione tra Magnitudo e area di rottura

E' ancora Glassley (2010) a sintetizzare efficacemente le relazioni note tra l'area di rottura dell'evento sismico e la Magnitudo.

Una relazione empirica tra la magnitudo M e l'area A (km²) sulla quale si sviluppa la rottura fu sviluppata da Wells e Coppersmith, 1994 (Wells, D. L., and K. J. Coppersmith. 1994. “New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement.” Bulletin of the Seismological Society of America 84:974–1002.):

$$M = 4.07 + 0.98 \log (A)$$

che è stata trasformata in una rappresentazione grafica di agevole lettura (Fig. 35); rispetto alla figura, nell'area in grigio ricade la maggior parte degli eventi osservati nelle attività di sviluppo geotermico, mentre la linea tratteggiata è riferita al massimo evento osservato (M=4.6, The

26 Huenges E. (Editor): Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization – Wiley, 2010

Geysers, 1982) e la corrispondente area di rottura stimata.

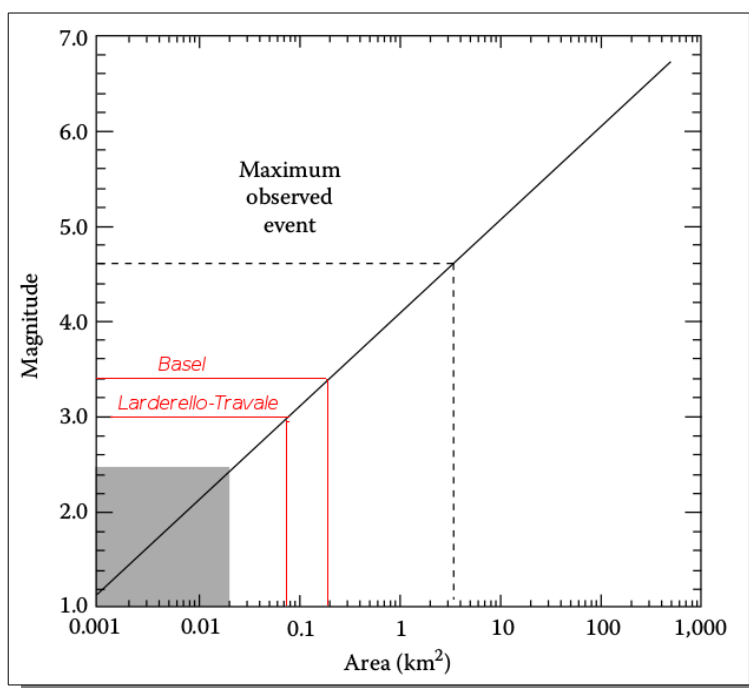


Fig. 41. Relazione tra area di rottura e magnitudo sec. Wells&Coppersmith, 1994 (da Glassley 2010, modificato con i massimi eventi di Basilea e Larderello-Travale)

Con la relazione di Wells & Coppersmith si può valutare il raggio dell'ipotetica faglia di forma circolare corrispondenti ad un determinato sisma indotto. Ad esempio, per il massimo evento accaduto a The Geysers, $M = 4.6$ corrisponde a $r = 1.05$ km; per il massimo evento accaduto a Basilea (cfr. Giardini, 2011), $M = 3.4$ corrisponde a $r = 0.26$ km; per il massimo evento di Larderello-Travale (cfr. Evans, 2012), $M = 3.0$ corrisponde a $r = 0.16$ km.

La correlazione può essere usata in senso inverso, ossia stimata la dimensione dell'area di rottura sulla base di informazioni geologico strutturali si può ricavare la corrispondente Magnitudo attesa.

Va tuttavia evidenziata l'esistenza di una incertezza sul campo di validità della correlazione. Per ricavare la formula citata, Wells e Coppersmith hanno utilizzato i dati di 244 sismi con magnitudo comprese tra 4.2 e 8.3 (e con pochi dati nell'intervallo 4.2 – 4.7). La correlazione potrebbe non rispettare lo stesso andamento per le magnitudo di interesse, che sono significativamente inferiori.

d. La Magnitudo indotta da iniezioni di volume sec. McGarr (2014)

Come già riportato nei documenti conclusivi del progetto GEISER/FP7 (vedi 2.1.4), nei progetti EGS McGarr (2014) ha osservato una chiara correlazione tra l'iniezione e la risposta sismica rappresentata dalla massima magnitudo osservata.

Con riferimento a: (1) *hydraulic fracturing of shale formations or coal seams*; (2) *disposal of wastewater*; (3) *development of enhanced geothermal systems*, McGarr ha proposto un metodo di stima del limite superiore del momento sismico per una sequenza di eventi indotti da iniezione di fluidi in una data formazione geologica, con le seguenti condizioni al contorno:

1. che la formazione sia sismogenica, oppure vi sia una connessione idraulica tra l'iniezione e una zona sismogenica;
2. che prima dell'iniezione, faglie in prossimità dell'iniezione, che siano ben orientate per lo scivolamento rispetto al campo di stress locale, siano soggette a stress entro un *seismic stress drop* Δt dalla rottura;

3. L'ammasso roccioso sia completamente saturo prima dell'iniezione;
4. la risposta sismica all'iniezione sia una distribuzione di eventi del tipo Gutenberg-Richter (1954) $\log N = a - bM$, dove M è la magnitudo momento e dove si può assumere $b=1$;
5. Gli eventi indotti siano localizzati nella regione in cui la crosta sia stata indebolita per iniezione di fluidi (Hubbert & Rubey, 1959).

Secondo l'analisi di McGarr, il massimo momento sismico M_0 (in Nm) degli eventi che seguono l'iniezione di un volume ΔV può essere stimato esprimendo la funzione di Gutenberg-Richter in termini di momento sismico, come segue:

$$\log M_0 = 9.05 + 1.5M$$

e combinando questa con la funzione di Gutenberg-Richter si ottiene

$$N = A M_0^{-B}$$

dove $B = b/1.5$. Assumendo inoltre $\lambda = G$ e $\mu = 0.6$ si arriva alla formulazione

$$M_0 (\max) = G \Delta V$$

che, con $G = 30$ GPa, rappresenta la retta di *upper bound* nel grafico di cui al par. 2.1.4.

McGarr, nei limiti delle condizioni al contorno sopra citate ed assumendo valori ragionevoli per taluni parametri, ha così ricavato una correlazione semplice tra il volume reiniettato e il limite superiore del corrispondente momento sismico.

Tuttavia gli intervalli di confidenza sono piuttosto ampi. Lo stesso McGarr riferisce che il tipico *stress drop* sismico varia generalmente tra 0,1 e 10 MPa (cfr. Abercrombie, R. E., 1995 - *Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth*. J. Geophys. Res., 100, 24,015–24,036.), ossia può variare di due ordini di grandezza.

McGarr considera un valore tipico di $\Delta\tau = 3$ MPa da cui, essendo $\Delta P = \Delta\tau / 2\mu$, si arriva a stimare il valore di variazione di pressione necessario per causare uno slip sismico come $\Delta P = 2.5$ MPa.

McGarr analizza inoltre alcuni case histories per valutare quale sia l'incremento nel tempo del momento sismico. Egli conclude che è molto impegnativo tenere conto degli effetti dipendenti dal tempo, principalmente perché non si conosce appieno la risposta idrogeologica del sottosuolo all'iniezione.

L'analisi di McGarr sui volumi iniettati non è evidentemente applicabile né ai campi geotermici Toscani in esercizio in quanto per essi il bilancio tra volumi estratti e reiniettati è negativo, né al progetto pilota "Castelnuovo" dove il bilancio volumetrico è zero.

2.2 GLI STUDI SULLA SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI IN ITALIA

2.2.1 STUDIO SISMOLOGICO DEL CAMPO GEOTERMICO DI LARDERELLO-TRAVALE (BATINI ET AL. 1985)

Lo studio di Batini F., Console R. e Luongo G. "*Seismological study of Larderello-Travale geothermal area*" (Geothermics, Vol. 14, 1985) è, come riferito da Mucciarelli, il primo documento prodotto in Italia sulla sismicità indotta a partire dal 1964. In tale studio gli autori prendono in esame i dati acquisiti da ENEL con la rete sismica installata nel 1978, la quale era finalizzata principalmente a monitorare gli effetti sismici della reiniezione dei condensati delle centrali geotermoelettriche, con 15 pozzi di reiniezione attivi nel 1985.

Viene riferita la localizzazione di oltre 1000 eventi tra il 1978 e il 1982, con M_L variabile tra 0.0 e 3.2 (dato questo leggermente diverso da quello riportato da Evans, 2012) con profondità generalmente inferiore a 8 km e distribuzione degli eventi in parte dispersa, in parte concentrata.

In merito alla distribuzione temporale, viene riferito che il rilascio di energia sismica avviene

attraverso sequenze di microterremoti con magnitudo molto bassa che accadono in un arco temporale variabile tra pochi minuti e alcuni giorni.

Sulla distribuzione delle magnitudo (Fig. 36) sono state osservate due differenze tendenze che portano a due diverse leggi di regressione di Gutenberg-Richter ($\log N = a - bM$), una per $M < 2.6$, con $b \approx 1.0$, una per $M > 2.6$, con $b \approx 1.6$. Gli autori deducono l'esistenza di un valore limite di Magnitudo caratteristico della zona.

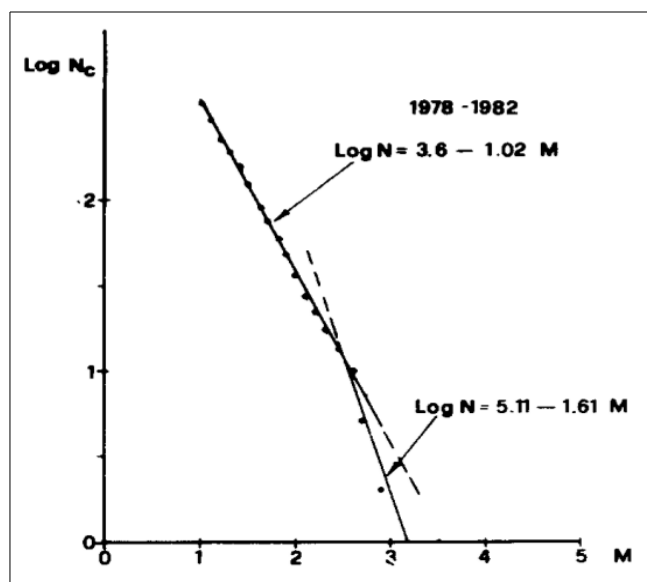


Fig. 42. Distribuzione Magnitudo-LogN proposta da Batini et al., 1985

E' interessante anche osservare la distribuzione della sismicità (per es. mappa del 1982, Fig. 37) che, pur con i limiti della rete dell'epoca, riporta una distribuzione epicentrale anche in aree al momento non produttive, come a Travale.

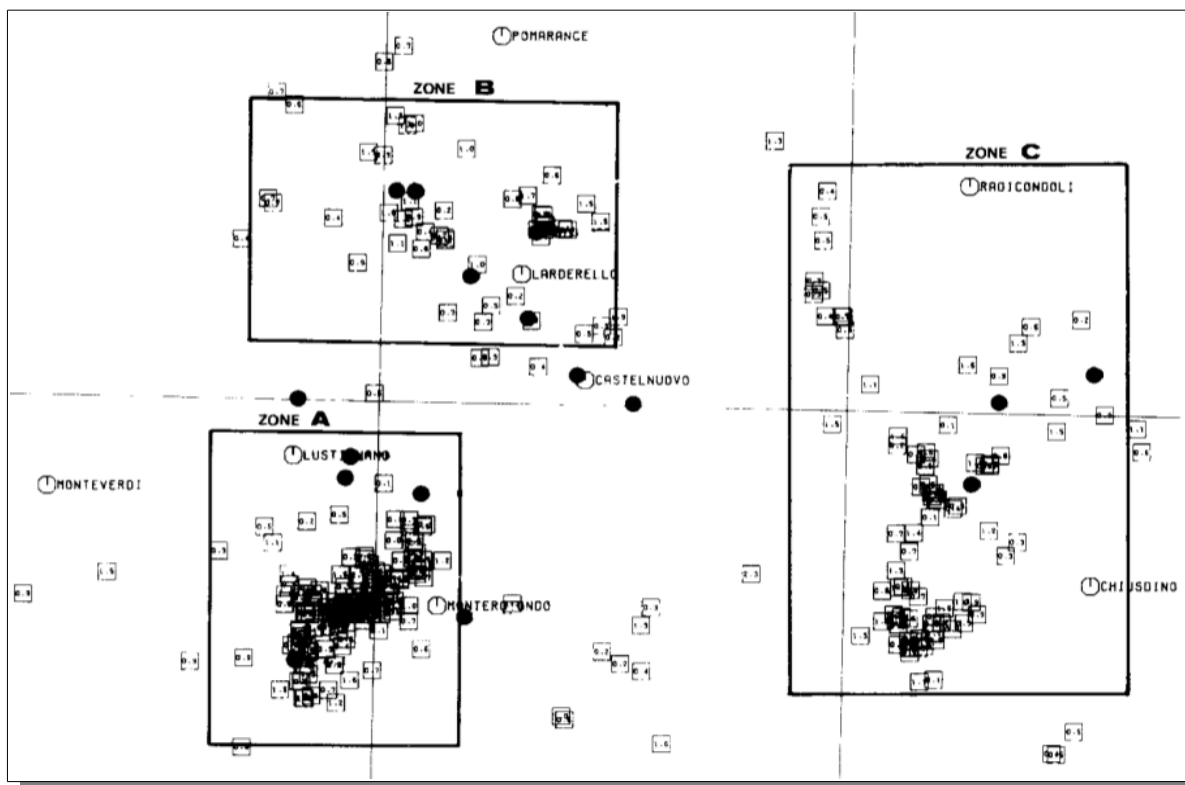


Fig. 43. Distribuzione della sismicità a Larderello-Travale nel 1982 (Batini et al., 1985)

Gli autori tentano anche di ricavare una correlazione generale tra reiniezione e sismicità. Osservano che il numero di eventi aumenta dal 1978 al 1982, in corrispondenza dell'incremento di volume di acqua reiniettata, mentre rimane invece stabile il numero di eventi con $M > 2$ (Fig. 38). Essi deducono che l'effetto della reiniezione è di incrementare il numero di eventi di bassa magnitudo, con il vantaggio di favorire un rilascio frazionato di energia a discapito degli eventi di magnitudo più alta.

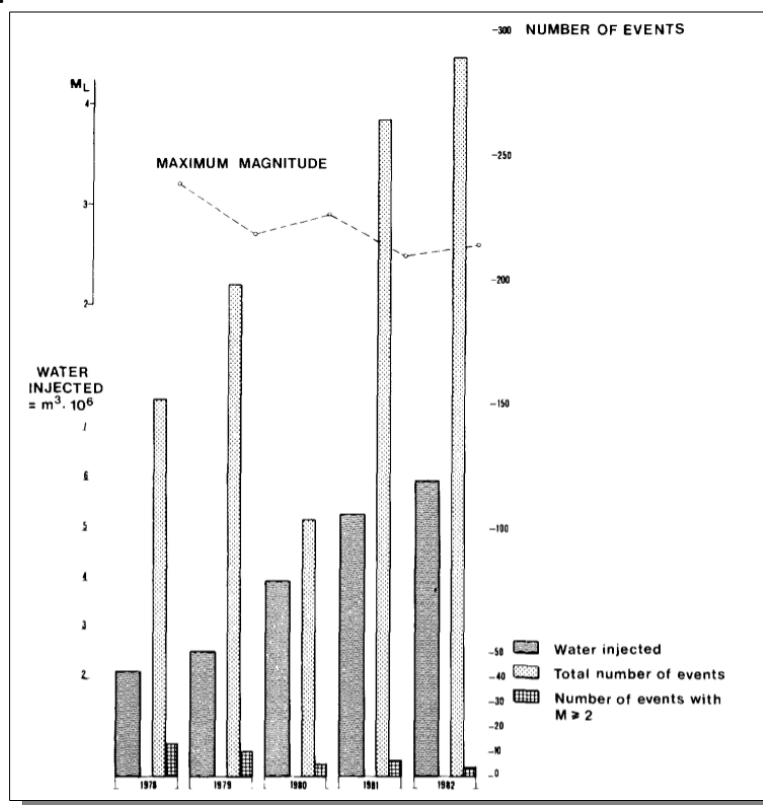


Fig. 44. Numero di eventi totali / eventi con $M > 2$ rispetto ai volumi reiniettati (Batini et al., 1985)

2.2.2 NUOVI DATI SULLA SISMICITÀ DEL CAMPO GEOTERMICO DI LARDERELLO-TRAVALE (INGV 2013/2014)

Tra maggio 2012 e ottobre 2013 l'INGV ha condotto un esperimento di acquisizione sismica passiva nel campo geotermico di Larderello-Travale (Piccinini D., Saccorotti G., Mazzarini F., Zupo M., Capello M., Musumeci G., Cauchie L., Chiarabba C. - *Passive, broad-band seismic measurements for geothermal exploration : the GAPSS experiment*. European Geothermal Congress 2013; Saccorotti G., Piccinini D., Zupo M., Mazzarini F., Chiarabba C., Piana Agostinetti N., Licciardi A., Bagagli M. - *The deep structure of the Larderello -Travale geothermal field (Italy) from integrated, passive seismic investigations*. European Geosciences Union General Assembly 2014, EGU 2014; (Piccinini D., Saccorotti G., Mazzarini F., Anselmi M., Chiarabba C. - *SEISMICITY AT THE LARDERELLO-TRAVALE GEOTHERMAL FIELD (ITALY)*. - 2nd European Conference on Earthquake engineering and Seismology, Istanbul 2014), con il quale sono state dislocate fino a 20 stazioni sismiche temporanee in aggiunta alle 2 stazioni permanenti della RSN già presenti nella zona.

Nei primi 12 mesi di misurazioni sono stati individuati più di 2000 terremoti, La media è di circa 5 eventi/giorno, con picchi di 40 eventi/giorno in cui si verificano cluster di centinaia di eventi strettamente raggruppati nello spazio di poche centinaia di metri; le profondità ipocentrali sono generalmente meno profonde di 8 km; la massima magnitudo osservata è stata $M_L = 3$. Larga parte degli eventi è concentrata nel settore Sud-Est del campo geotermico.

Con riferimento ad un dataset parziale per i primi 3 mesi, la Magnitudo momento varia tra 0.5 e 2.3. La magnitudo di completezza del catalogo è $M_c = 1.4$ (± 0.11) e il b -value è 1.47 (± 0.22), significativamente superiori a quelli normalmente osservati nelle regioni sismicamente attive in tutto il mondo.

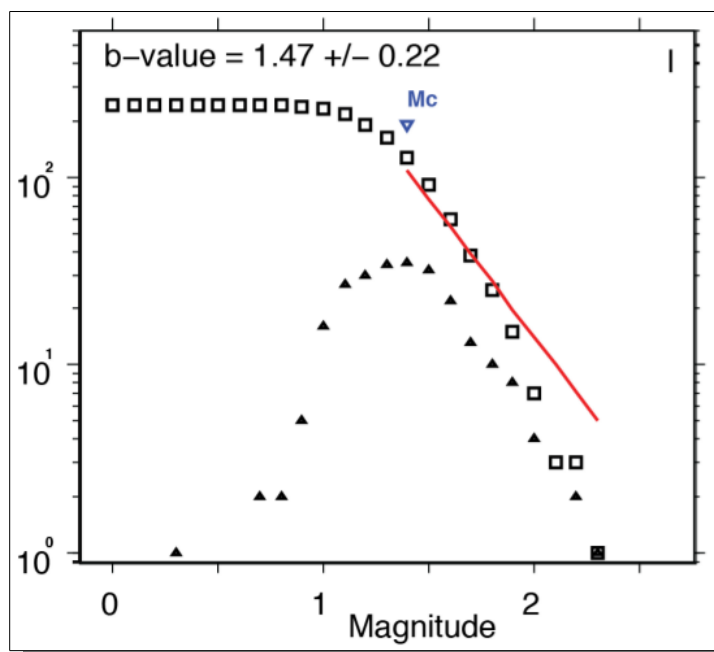


Fig. 45. Distribuzione Magnitudo-LogN, dataset parziale maggio-luglio 2012 (Piccinini et al., 2013)

Un aspetto di estremo interesse emerso da questi studi è l'esistenza di un sistema "pervasivo ed eterogeneo" di microfratture sature di fluido, come evidenziato dall'analisi dello Shear Waves Splitting. Le onde fast-S sono polarizzate parallelamente alla direzione di fratturazione predominante, le onde slow-S perpendicolarmente ad essa. Nel dataset la direzione prevalente (120° N; Fig. 40) è coerente con il campo di stress regionale, ma è comunque osservabile una dispersione delle polarizzazioni.

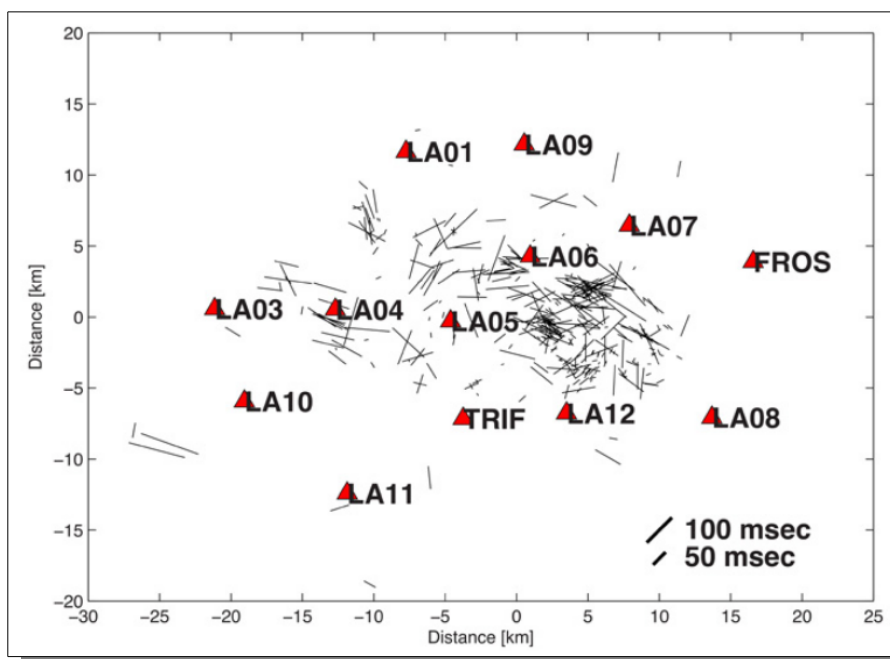


Fig. 46. Distribuzione delle misure SWS. L'orientazione dei segmenti corrisponde alla direzione di polarizzazione dell'onda fast-S; la lunghezza è proporzionale al ritardo (Saccorotti et al., 2014)

2.2.3 LE COMPONENTI DIPOLARI NEI MECCANISMI DI SORGENTE DEL CAMPO GEOTERMICO

Nell'articolo di Batini F., Caputo M. e Console R. *"Focal mechanism of seismic events with a dipolar component"* (Annali di Geofisica Vol. XXXVIII, 1995) è stata eseguita la modellazione di una sorgente sismica dove lo spostamento avviene in una direzione arbitraria rispetto al piano di frattura, ossia con una componente di spostamento normale al piano collegata ad un aumento di volume della sorgente (*tensional crack opening*). Il modello è stato applicato ad alcuni eventi registrati dalla rete sismica Enel nel campo geotermico di Larderello-Travale.

Gli autori riferiscono che circa 1/3 dei microsismi analizzati nello studio mostrano una rilevante componente normale al piano, ossia di dilatazione.

L'esistenza di variazioni di volume nei microsismi delle aree geotermiche, che implicano che tali eventi non possano semplicemente essere caratterizzati da fratturazione di taglio, è stata riferita anche da Julian, B. e Foulger, G. (*"Microearthquake Focal Mechanisms - A Tool for Monitoring Geothermal Systems"*. GRC Bulletin, July/August 2004). Tali autori, analizzando i dati relativi a tre campi geotermici (The Geysers, Long Valley Caldera e un campo Indonesiano non nominato) ritengono che il meccanismo fisico più probabile per questi eventi non puramente DC (ossia soluzione *Double Couple*) sia la simultanea rottura di taglio e tensionale, forse su fratture/faglie separate.

2.2.4 MECCANISMI FOCALI E CAMPO DI SFORZO ATTIVO A LARDERELLO-TRAVALE

Il fenomeno dei meccanismi non puramente DC è stato riscontrato, ma in misura molto minore, anche da Bianciardi P. (*"Determinazione del campo di sforzo attivo nell'area di Travale (Gr) sulla base di meccanismi focali di terremoti locali"*. - Università di Siena, Tesi di Laurea in Scienze della Terra, 2002, rel. Albarello), il quale ha analizzato 190 eventi sismici registrati dalla rete sismica ERGA di Larderello-Travale relativi al periodo 1994-2000 (selezionati in base a $M_d > 1.3$ e polarità utili ≥ 8) di cui 86 facenti parte di 7 sequenze. La $M_{d,max}$ è risultata di 2.3, la profondità ipocentrale media = 5.8 km e max = 9 km.

Bianciardi riferisce che solo il 6.4% degli eventi è discordante con un meccanismo DC, quindi confermando la validità generale del modello DC. Egli evidenzia tuttavia un andamento abbastanza casuale dei meccanismi focali, senza una sistematica orientazione preferenziale dei dati nodali, come osservabile sul diagramma triangolare di Frolich-Apperson (Fig. 41).

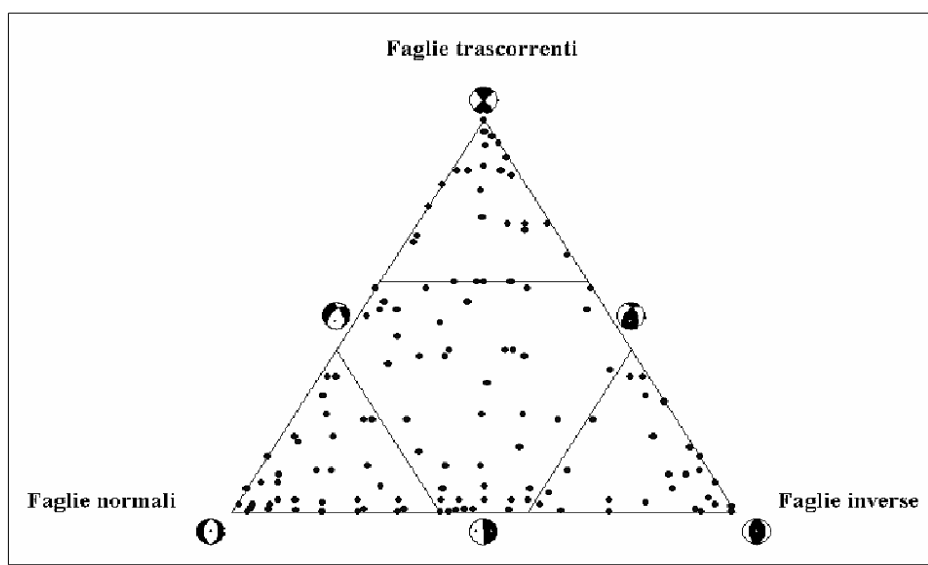


Fig. 47. Distribuzione dei meccanismi focali degli eventi del campo geotermico di Travale su diagramma triangolare di Frolich-Apperson (Bianciardi, 2002)

Secondo l'autore, una situazione di questo genere rende difficile l'interpretazione dei meccanismi focali in termini del regime di sforzo tettonico. Tuttavia, considerando che la crosta superiore non è un mezzo omogeneo e isotropo in quanto presenta numerose superfici di debolezza preesistenti, lo slittamento non si sviluppa necessariamente sui piani di frattura più favorevolmente orientati rispetto al campo di sforzo, ma su piani qualsiasi lungo i quali agisce una componente di taglio dello sforzo principale massimo. Geometrie di faglia molto diverse tra loro possono quindi essere spiegate con un unico regime di sforzo.

Bianciardi, analizzando l'andamento dei campi di sforzo, giunge a concludere che non è giustificato definire un campo di sforzo che sia rappresentativo di tutte le scale, mentre va adottato il concetto di campo di sforzo medio riferito ad una data scala, prendendo spunto da Rebai et al. (Rebai S., Philip H., e Taboada A., 1992. *Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales*. Geophys. J. Int., 110,106-140.).

In ogni caso, il regime di sforzo principale nell'area, in quanto compatibile con oltre l'80% degli eventi, non è quello tipico dei meccanismi di faglia diretta: l'asse principale massimo σ_1 risulta sub-orizzontale e orientato in direzione Est-Ovest, mentre l'asse principale minimo σ_3 è anch'esso sub-orizzontale, ma orientato in direzione Nord-Sud.

Secondo il modello di Anderson una coppia di assi principali di sforzo orizzontali con σ_1 orientato in direzione Est-Ovest e σ_3 orientato in direzione Nord-Sud può generare due famiglie di faglie trascorrenti orientate NW-SE e NE-SW. Il campo di sforzo così individuato è quindi compatibile con la presenza della già nota fascia orientata in direzione SW-NE, costituita da faglie trascorrenti destre, secondo lo schema Andersoniano del regime trascorrente (Fig. 42).

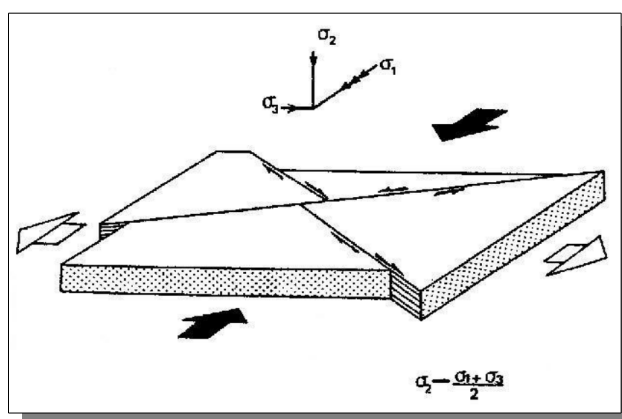


Fig. 48. Coppia di sistemi trascorrenti generati da assi principali di sforzo orizzontali, sec. Philips (1987)

2.2.5 IL RAPPORTO "ICHESE"

La Commissione nota come "Ichese" fu incaricata, su richiesta del Presidente della Regione Emilia, di valutare le possibili relazioni tra attività di esplorazione per idrocarburi ed aumento dell'attività sismica nell'area colpita dal terremoto dell'Emilia-Romagna del mese di maggio 2012.

Il lavoro della Commissione è iniziato con una revisione della letteratura scientifica e dei rapporti disponibili sulle relazioni tra iniezione o estrazione di fluidi dal sottosuolo e variazioni degli sforzi principalmente attraverso variazioni nella pressione di poro. La commissione cita, ovviamente, anche quei rapporti nei quali l'estrazione e/o l'iniezione di fluidi in campi petroliferi o geotermici è stata associata al verificarsi di terremoti, a volte anche di magnitudo maggiore di 5. I casi riportati sono solo una piccola percentuale di tutti i casi esistenti di estrazione ed iniezione di fluidi, e si riferiscono in gran parte all'aumento di pressione di carico legato a serbatoi molto grandi e a iniezioni di grandi volumi di fluido (in genere acqua di processo) nella roccia circostante, non nello

stesso serbatoio in cui avviene l'estrazione.

La Commissione ha acquisito dati sulla attività sismica e deformazioni del suolo, sulla geologia e sismica a riflessione e sulle operazioni di esplorazione, sfruttamento di idrocarburi, stoccaggio di gas e attività geotermica.

In base al rapporto della Commissione, *"Le principali conclusioni che si possono trarre dai casi riportati sono:*

- *Estrazioni e/o iniezioni legate allo sfruttamento di campi petroliferi possono produrre, in alcuni casi, una sismicità indotta o innescata;*
- *La maggior parte dei casi documentati in cui una attività sismica è stata associata a operazioni di sfruttamento di idrocarburi è relativa a processi estrattivi da serbatoi molto grandi o a iniezione di acqua in situazioni in cui la pressione del fluido non è bilanciata;*
- *Il numero di casi documentati di sismicità di magnitudo medio-alta associabile a iniezione di acqua nello stesso serbatoio da cui ha avuto luogo l'estrazione di idrocarburi è una piccola percentuale del numero totale;*
- *La sismicità indotta e, ancor più, quella innescata da operazioni di estrazione ed iniezione sono fenomeni complessi e variabili da caso a caso, e la correlazione con i parametri di processo è ben lontana dall'essere compresa appieno;*
- *La magnitudo dei terremoti innescati dipende più dalle dimensioni della faglia e dalla resistenza della roccia che dalle caratteristiche della iniezione;*
- *Ricerche recenti sulla diffusione dello sforzo suggeriscono che la faglia attivata potrebbe trovarsi anche a qualche decina di chilometri di distanza e a qualche kilometro più in profondità del punto di iniezione o estrazione, e che l'attivazione possa avvenire anche diversi anni dopo l'inizio dell'attività antropica;*
- *La maggiore profondità focale di alcuni terremoti rispetto all'attività di estrazione associata è stata interpretata come una evidenza diretta del fatto che l'estrazione o l'iniezione di grandi volumi di fluidi può indurre deformazioni e sismicità a scala crostale;*
- *Esistono numerosi casi di sismicità indotta da operazioni di sfruttamento dell'energia geotermica. La maggior parte di essi è legata allo sviluppo di Enhanced Geothermal Systems, nei quali vengono provocate fratture in rocce ignee impermeabili per produrre delle zone permeabili. Esistono anche diversi casi di terremoti associati all'utilizzazione tradizionale dell'energia geotermica. I terremoti prodotti sono di magnitudo medio-bassa e a distanze non più grandi di alcuni chilometri dai pozzi di estrazione o iniezione.*
- *L'esame di tutta la letteratura esistente mostra che la discriminazione tra la sismicità indotta o innescata e quella naturale è un problema difficile, e attualmente non sono disponibili soluzioni affidabili da poter essere utilizzate in pratica."*

Nel merito delle eventuali relazioni delle attività industriali con i sismi del 2012, la Commissione ha concentrato l'attenzione sui campi più vicini all'attività sismica del 2012, ossia la concessione di coltivazione di Mirandola e il campo geotermico di Casaglia, giungendo alle seguenti argomentazioni:

a) per quanto riguarda Cavone, *"Considerando l'attività nei campi di Cavone e Casaglia, le caratteristiche geologico-strutturali e la storia sismica della zona, la Commissione ritiene che sia molto improbabile che la sequenza sismica dell'Emilia possa essere stata indotta (cioè provocata completamente dalle attività antropiche)."*

Non solo: la Commissione, in base alla sismicità storica della zona ha ritenuto *"molto probabile che il campo di sforzi su alcuni segmenti del sistema di faglie nel 2012 fosse ormai prossimo alle condizioni necessarie per generare un terremoto di magnitudo locale (M_L) intorno a 6".* Inoltre

“L’analisi con il metodo ETAS di 31 giorni di attività sismica successiva alla scossa principale del 20 maggio indica che si tratta di una tipica sequenza mainshock-aftershocks e non vi sono indicazioni di un contributo non tettonico”.

b) per quanto riguarda Casaglia, “La possibilità che l’attività sismica sia stata in qualche modo provocata dall’impianto geotermico risulta estremamente improbabile almeno per 3 motivi:

- 1) *la differenza di temperatura tra iniezione ed estrazione è di 30° e la subsidenza osservata non sembra essere influenzata dal campo geotermico essendo confrontabile con quella regionale della Pianura Padana, (< 2,5 mm/anno).*
- 2) *l’impianto funziona con un bilanciamento di volume in campo lontano, cioè il volume è bilanciato complessivamente, ma può non esserlo solo in vicinanza del punto di iniezione;*
- 3) *l’attività sismica registrata in casi di questo tipo è generalmente localizzata in prossimità della sezione del pozzo di iniezione. Questo non sembra essere il caso di Ferrara dove la sismicità è stata minima.*

In conclusione, è molto improbabile che le operazioni effettuate nel campo geotermico di Casaglia possano avere influenzato l’attività sismica del 2012”.

La Commissione ha quindi concluso con alcune raccomandazioni sulle operazioni che è necessario mettere in atto:

- acquisire dati dettagliati;
- determinare i principali sistemi di faglie con indizi di attività e le loro caratteristiche sismogeniche;
- installare reti di monitoraggio ad alta tecnologia;
- generare un sistema operativo “a semaforo” con soglie tra vari livelli di allarme.

2.2.6 LE LINEE-GUIDA MISE SULLA SISMICITÀ (2014)

Sulla scorta delle conclusioni della Commissione Ichese è stato istituito un Gruppo di Lavoro presso il CIRM-Ministero dello Sviluppo Economico, il quale ha affrontato per la prima volta a livello nazionale il tema del monitoraggio delle attività di estrazione, reiniezione e stoccaggio di idrocarburi relativamente alla sismicità, alla deformazione del suolo e alle pressioni di poro producendo delle specifiche tecniche (*Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell’ambito delle attività antropiche*) la cui prima applicazione sarà valutata dal MiSE caso per caso.

In particolare, mediante il monitoraggio sismico il Gruppo di Lavoro intende *“individuare e localizzare la sismicità in un volume circostante il luogo delle attività antropiche, anche con l’obiettivo di distinguere la sismicità naturale da quella eventualmente causata da tali attività. Il monitoraggio deve consentire di seguire l’evoluzione spazio-tempo-magnitudo della sismicità al fine, ove occorra, di rimodulare o, nei casi previsti, di sospendere le attività stesse”.*

Le linee guida sono state elaborate primariamente per le attività di terraferma di reiniezione in sotterraneo dei fluidi di strato separati dagli idrocarburi prodotti, ma non sono applicabili alla geotermia. Se opportunamente adattate potrebbero essere adottate anche nel caso di Geotermia tradizionale, Geotermia a ciclo chiuso, Geotermia stimolata (attività attualmente non realizzata in Italia).

Nel documento viene data una definizione del “dominio di rilevazione” del monitoraggio sismico da considerare in funzione dell’attività da eseguire. Scopo del monitoraggio sismico è di:

1. *rilevare, localizzare e determinare i principali parametri di sorgente della sismicità e microsismicità verificatasi nei domini di rilevazione;*
2. *migliorare a scala locale il livello di magnitudo di completezza delle rilevazioni nei domini di*

rilevazione;

3. misurare con accuratezza le accelerazioni del suolo prodotte in superficie da terremoti in prossimità dell'area di coltivazione o stoccaggio.

I dati rilevati dovranno anche servire a costruire un catalogo di eventi sismici che possa essere utilizzato per monitorare l'evoluzione nel dominio spazio-tempo-magnitudo della sismicità nei domini di rilevazione, e per le analisi di pericolosità da sismicità indotta, anche dipendente dal tempo”.

Per la prima volta viene proposto in Italia un sistema di controllo “a semaforo”, sintetizzabile come segue (Tabella 4, Tabella 5):

Livello di attivazione	Stato corrispondente
0	Ordinarietà
1	Attenzione
2	Riduzione delle attività
3	Sospensione delle attività

Tabella 4 - Livelli di attivazione previsti in base alla valutazione del quadro complessivo dei parametri monitorati

Livello di attivazione	Semaforo	M_{max}	PGA (% g)	PGV (cm/s ²)
0	Verde	$M_{max} \leq 1.5$	-	-
1	Giallo	$M_{verde} \leq M_{max} \leq 2.2$	0.5	0.4
2	Arancio	$M_{giallo} \leq M_{max} \leq 3.0$	2.4	1.9
3	Rosso	$M_{arancio} < M_{max}$	6.7	5.8

Tabella 5 - Intervalli o valori indicativi dei parametri di monitoraggio rilevati nel dominio interno di rilevazione (DI) da utilizzare come riferimento per la definizione delle soglie. Sono definiti i seguenti parametri: magnitudo massima (M_{max}), accelerazione di picco al suolo (PGA) e velocità di picco al suolo (PGV)

Si nota che, a confronto con la proposta di J. Bull (2013), il Gruppo di Lavoro ha adottato soglie significativamente inferiori: la soglia di attenzione viene rispettivamente indicata in $M > 3.5$ da Bull e in $M > 2.2$ dal GdL; la soglia di interruzione delle attività rispettivamente in $M > 4.5$ e $M > 3.0$.

2.2.7 Lo STUDIO ISPRA (2014)

Su richiesta del Ministro dell'Ambiente, è stato costituito presso l'ISPRA un Tavolo di Lavoro per procedere “ad una raccolta organica e ragionata delle informazioni consolidate e disponibili” sullo stato delle conoscenze sulle “possibili relazioni tra le attività di esplorazione ai fini della ricerca e coltivazione di campi di idrocarburi, sia sulla terraferma che in mare, anche condotte con tecniche nuove, ma non completamente conosciute, come quella dell'idrofrantumazione, e l'aumento, se non l'innescò, di una ulteriore attività sismica”.

Secondo la ricognizione del Tavolo di Lavoro, “Le attività svolte, o in corso di svolgimento, si concentrano nelle aree del territorio nazionale più sensibili dal punto di vista delle possibili relazioni tra attività antropica e aumento e/o innesco di attività sismica in quanto sede di grandi dighe (Pertusillo – Val d'Agri), di attività di estrazione di idrocarburi (Val d'Agri, Pianura Padana), di stoccaggio sotterraneo di gas naturale (Collalto - Treviso), di sfruttamento della risorsa geotermica (Ferrara Est, Campi Flegrei, Ischia, area tosco-laziale, Ischia), di potenziale confinamento geologico della CO₂ (Adriatico settentrionale e meridionale, Cortemaggiore - Piacenza, Alto Lazio)”.

Viene segnalato che “...resta irrisolto in Italia il problema della difficoltà di accesso ad alcune tipologie di informazioni legate alle attività di esercizio (volumi e pressioni di iniezione di fluidi, livelli di invaso, ecc.) e del relativo monitoraggio effettuato con reti gestite dalle società”.

Nel rapporto è fornita una tabella riassuntiva degli episodi di sismicità indotta/innescata documentati o ipotizzati, tra cui quelli relativi alla geotermia in Toscana e Lazio (Tabella 6):

Tipologia Attività	Località	Prov.	Documentato ¹ - Ipotizzato ²	Periodo di monitoraggio locale considerato	Mmax (anno)	Imax	Bibliografia
Campo geotermico	Larderello/ Travale	PI	Ipotizzato	1978/1982	3.2 (1978)		Batini et al. (1980a); Batini et al. (1985); Evans et al. (2012)
	Amiata	GR/SI	Ipotizzato	1982-1992	4.5 (2000)	VI	Mucciarelli et al. (2001)
			Ipotizzato		3.5 (1983)		Batini et al. (1990); Moia et al. (1993), Evans et al. (2012)
	Latera	VT	Documentato	1978-1982	2.9 (1980)		Batini et al. (1980b); Carabelli et al. (1984); Batini et al. (1990); Moia et al. (1993); Evans et al. (2012)
	Torre Alfina	VT	Documentato	1978-1982	3 (1977)	III/IV	Batini et al. (1980b); Moia et al. (1993); Evans et al. (2012)
Cesano	RM	Documentato	1978-1982	2 (1978)		Batini et al. (1980b); Evans et al. (2012)	
Tipologia Attività	Località	Prov.	Documentato ¹ - Ipotizzato ²	NOTE			
				1 Documentato: esistenza di pubblicazione scientifica/rapporto tecnico che propone una relazione documentata di causa/effetto 2 Ipotizzato: esistenza di pubblicazione scientifica/rapporto tecnico che ipotizza una correlazione			
Campo geotermico	Larderello/ Travale	PI	Ipotizzato	In questi campi di produzione i dati disponibili mostrano l'occorrenza di eventi indotti di bassa magnitudo correlati ai processi di reiniezione dei fluidi, mentre il livello della sismicità naturale di fondo rende ancora dibattuta l'interpretazione degli eventi maggiori, considerati in alcune analisi naturali e in altre indotti/innescati			
	Amiata	GR/SI	Ipotizzato				
			Ipotizzato				
	Latera	VT	Documentato	I dati disponibili in concomitanza con specifici esperimenti di iniezione di fluidi documentano chiari esempi di eventi indotti, generalmente organizzati in sequenze di magnitudo da negativa a circa 2, con singoli eventi che raggiungono magnitudo 2.9 a Latera e 3.0 a Torre Alfina.			
	Torre Alfina	VT	Documentato				
Cesano	RM	Documentato					

Tabella 6 - Episodi di sismicità indotta/innescata documentati o ipotizzati, per attività geotermiche in Italia

2.3 LINEE-GUIDA MISE SULLA GEOTERMIA (2016)

2.3.1 PREMESSA

Il 24 novembre 2014 il gruppo di lavoro costituito nell'ambito della Commissione per gli idrocarburi e le risorse minerarie ha consegnato all'Amministrazione il documento contenente indirizzi e linee guida per il monitoraggio della microsismicità, delle deformazioni del suolo e della pressione di poro nell'ambito delle attività antropiche.

Nell'ambito di tale documento si dichiarava come le conclusioni del Gruppo di Lavoro potessero essere adottate, con gli opportuni adattamenti, anche nel caso di geotermia tradizionale, geotermia a ciclo chiuso e geotermia EGS (attualmente non realizzata in Italia).

Esso costituiva quindi, una prima formulazione delle Linee Guida tecniche per la realizzazione dei monitoraggi e degli indirizzi per la loro gestione e controllo nonché per le modalità di intervento legate agli scenari di variazione dei parametri monitorati.

In particolare, mediante il monitoraggio sismico si intende individuare e localizzare la sismicità in un volume circostante il luogo delle attività antropiche, anche con l'obiettivo di distinguere la sismicità eventualmente causata da esse da quella di fondo.

Per il monitoraggio sismico venivano definite le peculiarità dello stesso, ovvero i volumi interessati dal monitoraggio (dominio interno di rilevazione), lo scopo del monitoraggio, le caratteristiche tecniche della rete di monitoraggio sismico, le procedure di elaborazione e analisi dei dati. Nel rapporto venivano inoltre definite la modalità di divulgazione e pubblicazione delle informazioni raccolte, nonché gli indirizzi per la progettazione, realizzazione e gestione della rete di monitoraggio.

Ad esempio veniva proposto in via sperimentale l'adozione di un sistema decisionale del tipo a semaforo per il monitoraggio sismico, che prevede una serie di procedure da mettere in atto in base a quattro livelli di attivazione stabiliti sulla base di valori di soglia dei parametri soggetti a controllo.

Il monitoraggio deve consentire di seguire l'evoluzione spazio-tempo-magnitudo della sismicità al fine, ove occorra, di rimodulare o, nei casi previsti, di sospendere le attività stesse.

Livello di attivazione	Stato corrispondente
0	Ordinarietà
1	Attenzione
2	Riduzione delle attività
3	Sospensione delle attività

Tabella 7 - Livelli di attivazione previsti in base alla valutazione del quadro complessivo dei parametri monitorati. Come Tabella 4

Livello di attivazione	Semaforo	M_{max}	PGA (% g)	PGV (cm/s²)
0	Verde	$M_{max} \leq 1.5$	-	-
1	Giallo	$M_{verde} \leq M_{max} \leq 2.2$	0.5	0.4
2	Arancio	$M_{giallo} \leq M_{max} \leq 3.0$	2.4	1.9
3	Rosso	$M_{arancio} < M_{max}$	6.7	5.8

Tabella 8 - Intervalli o valori indicativi dei parametri di monitoraggio rilevati nel dominio interno di rilevazione (DI) da utilizzare come riferimento per la definizione delle soglie. Sono definiti i seguenti parametri: magnitudo massima (M_{max}), accelerazione di picco al suolo (PGA) e velocità di picco al suolo (PGV). Come Tabella 5.

2.3.2 LE LINEE GUIDA

Il Ministero dello Sviluppo economico ha pubblicato nell'ottobre 2016 le linee guida sulla geotermia a media ed alta entalpia, in attuazione della risoluzione in materia di geotermia approvata dalle Commissioni riunite Ambiente e Attività produttive della Camera il 15 aprile 2015. I contenuti si applicano sia alle attività ordinarie (di competenza regionale), con reimmissione parziale dei fluidi geotermici nelle formazioni di provenienza, sia agli impianti pilota sperimentali (di competenza statale), che prevedono emissioni di processo nulle e reiniezione totale dei fluidi geotermici.

Nel capitolo 8 delle Linee Guida, sono definiti espressamente per la geotermia gli standard iniziali di osservazione degli effetti indotti dalle attività antropiche a seguito di operazioni di reiniezione di fluidi nel sottosuolo e, in particolare, di stabilire le procedure e i protocolli di monitoraggio, e l'analisi dell'evoluzione spazio-temporale di alcuni parametri descrittivi della sismicità, della deformazione del suolo e della pressione di poro. Tali standard saranno aggiornati e perfezionati mediante una fase sperimentale.

Caratteristiche principali del controllo sismico del campo geotermico

Il monitoraggio deve essere messo in atto prima che le attività in esame abbiano inizio, per quantificare la sismicità di fondo e proseguire per tutto il periodo di esercizio per rilevare e analizzare eventuali scostamenti dall'andamento di fondo.

Caratterizzazione sismotettonica

La società richiedente deve avere un quadro geologico e sismotettonico dettagliato dell'area interessata e predisponga un piano di acquisizione delle informazioni geologiche utili qualora non esistano informazioni ricavabili da precedenti prospezioni. Di notevole importanza è l'approfondimento in merito alla presenza di faglie nell'area di interesse.

Dominio di rilevazione

Si definisce dominio di rilevazione il volume all'interno del quale si ritiene che possano potenzialmente verificarsi fenomeni di sismicità indotta o di deformazione del suolo associati all'attività svolta.

Nel caso in cui siano disponibili dettagli sul volume perturbato da un modello geomeccanico realizzato, il dominio di rilevazione si intende coincidente con il volume perturbato, ampliato di una fascia che si estende sotto e lateralmente per 5 km. (fino a un massimo di 8 km di profondità) e che si protrae fino alla superficie. Se non sono noti i dettagli sul volume perturbato, si considera come dominio interno di rilevazione un volume che si estende per 2 km intorno al pozzo stesso ampliato di un'ulteriore fascia di 5 km da tale volume, sia lateralmente che in profondità. Entrambi i valori dovranno essere calcolati da fondo pozzo. Il Dominio Interno di rilevazione, in quest'ultimo caso, sarà costituito dall'involuppo di tutti i volumi dei pozzi del campo e si intende esteso fino alla superficie.

In entrambi i casi l'area interessata dal monitoraggio deve corrispondere almeno all'estensione del Permesso.

Peculiarità del monitoraggio sismico

La rete di monitoraggio sismico dovrà soddisfare tali requisiti:

1. nel dominio di rilevazione, rilevare e localizzare i terremoti a partire da magnitudo locale ML compresa tra 0 e 1 ($0 \leq ML \leq 1$) e con errori nella localizzazione dell'ipocentro non superiori a poche centinaia di metri;
2. determinare l'accelerazione e la velocità del moto del suolo provocata da eventuali terremoti presso i punti di misurazione;
3. integrarsi opportunamente con le reti di monitoraggio esistenti (ovvero: rete nazionale, reti regionali e ulteriori eventuali reti locali) al fine di migliorare l'accuratezza e la completezza della rilevazione della sismicità mediante la stipula di opportuni accordi tra il Concessionario, l'Amministrazione competente ed i soggetti gestori delle reti di monitoraggio esistenti.

Caratteristiche e installazione dei sensori, dell'acquisizione del segnale e gestione della rete

1. Ogni stazione dovrà essere dotata di un sensore triassiale ad elevata sensibilità, mentre per la

successiva fase di reiniezione e coltivazione, sarà valutata l'eventuale necessità di integrare una stazione con un sensore triassiale ad elevata dinamica. Potranno essere adottati sensori sismometrici a corto periodo ($T \leq 1$ s). Si prescrive inoltre l'installazione di almeno un sensore a banda estesa o larga (periodo proprio $T \geq 20-40$ s, e frequenza massima di rilevazione non inferiore a 80 Hz) presso una stazione interna alla rete dedicata;

2. Il segnale dovrà essere acquisito in continuo, con frequenza di campionamento dei dati non inferiore a 200 Hz e a 100 Hz, rispettivamente per i sismometri e per gli accelerometri. Per la sola fase di coltivazione, il segnale dovrà essere trasmesso in tempo "quasi-reale" al centro di controllo. L'apparato di acquisizione dovrà essere dotato di un sistema di temporizzazione di precisione, basato su tecnologia GPS, per consentire la stima corretta dei tempi di arrivo delle fasi e l'integrazione con le altre reti esistenti;

3. Per l'installazione dei sensori si dovrà prevedere l'adozione di specifici accorgimenti atti a ridurre il rumore sismico ambientale;

4. Si raccomanda di adottare strategie di gestione della rete atte a minimizzare le interruzioni nel flusso dei dati e delle elaborazioni. In particolare, dovrebbe essere garantita la copertura dei dati per almeno il 95% del tempo per ogni stazione, ed eventuali interruzioni o malfunzionamenti della singola stazione dovrebbero essere risolti in tempi brevi, in un intervallo di tempo massimo possibilmente compreso tra 7-10 giorni. A tale scopo, si raccomanda l'acquisto di strumentazione di ricambio da tenere disponibile per eventuali sostituzioni. Tale materiale dovrebbe essere disponibile in numero di circa una unità completa ogni quattro, intendendosi per unità l'insieme della strumentazione (sismologica, elettronica, elettrica, ecc.) necessaria per il funzionamento della singola stazione di rilevamento;

5. Si raccomanda che siano attivate procedure idonee a determinare le curve di risposta strumentale, che includano sia i sensori sia gli acquisitori digitali, di prevedere la verifica periodica della risposta strumentale complessiva, nonché di provvedere a tutti gli aggiornamenti in conseguenza a modifiche/sostituzioni degli apparati.

Il monitoraggio sismico dovrà partire almeno un anno prima dell'inizio dell'attività di coltivazione o reiniezione, al fine di poter verificare e misurare la sismicità naturale e dovrà proseguire per tutto il tempo dell'attività di coltivazione, e continuare per almeno un anno dopo la conclusione delle attività. Per quanto riguarda la localizzazione ipocentrale e il calcolo della magnitudo devono essere seguite delle configurazioni dei parametri che garantiscano un'accuratezza progressivamente maggiore nel dominio di rilevazione nel tempo:

1. Configurazione 0: da adottarsi contestualmente all'avvio del sistema di monitoraggio sismico - deve allinearsi alle procedure di localizzazione assoluta ipocentrale e di stima della magnitudo adottate dalla Rete Sismica Nazionale o da eventuali Reti Sismiche Regionali esistenti nell'area e riconosciute per finalità di protezione civile, nazionale o regionale. In particolare, a questo livello è stimata la magnitudo locale o la magnitudo momento

2. Configurazione 1: deve prevedere: un modello di velocità 1D ad hoc per il dominio di rilevazione; l'adozione di eventuali metodi di localizzazione assoluta ritenuti più accurati o completi; la calibrazione dell'intera procedura. A questo livello saranno determinate sia la magnitudo locale che la magnitudo momento.

3. Configurazione 2: in fase di coltivazione, particolari procedure di elaborazione dei dati (ad es. metodi basati sulla coerenza delle forme d'onda registrate) potranno essere eventualmente valutate ed adottate sulla base delle caratteristiche dei sismogrammi rilevati; in questa fase, i risultati del monitoraggio sismico devono essere confrontati con i dati di produzione, al fine di valutare eventuali correlazioni, da inserire nei report periodici, di seguito descritti.

I risultati delle rilevazioni verranno forniti, all'Amministrazione competente e agli Enti, almeno nella forma di catalogo parametrico degli eventi localizzati, per ognuna delle singole configurazioni

adottate, rielaborando a ogni livello superiore anche i dati della sismicità pregressa.

Queste reti dedicate saranno in grado di effettuare stime più accurate di localizzazione e magnitudo locale/momento, rispetto alle reti nazionali/regionali, per eventi che accadano nel dominio di rilevazione. Il sistema di riconoscimento dovrà avere le seguenti funzioni :

a) un sistema di riconoscimento automatico in modalità di tempo "quasi reale" per la verifica dei valori dei parametri selezionati. L'eventuale verificarsi di uno scostamento dal quadro ordinario dovrà essere segnalata e analizzata rapidamente.

b) sistema di riconoscimento e revisione dei dati off-line per le analisi di dettaglio. Il quadro della sismicità nel dominio di rilevazione dovrà essere aggiornato facendo riferimento a un intervallo di tempo corrente di alcuni giorni (1 – 2).

I risultati complessivi delle rilevazioni dovranno essere illustrati e analizzati in rapporti con cadenza indicativa di 6 mesi., da fornire all'Amministrazione competente e agli Enti eventualmente individuati dalla stessa. Questi dovranno riportare lo stato di funzionamento della rete, la sismicità rilevata e un'analisi delle prestazioni della rete, in base alla sismicità rilevata e localizzabile; eventuali situazioni in cui la sismicità si discosti dall'ordinario.

Pubblicazione e divulgazione dei dati di monitoraggio

Per garantire la trasparenza e l'efficienza delle attività svolte, sul sito del Ministero dello sviluppo economico – DGS-UNMIG, verrà realizzata una sezione per ogni singola concessione, contenente informazioni sulle attività svolte e dei dati acquisiti nel corso del monitoraggio.

Per ciascun impianto pilota, inoltre, l'informazione al pubblico assolverà altresì agli obblighi previsti dalla vigente normativa nazionale in materia di VIA (D. Lgs. 152/2006, art. 28).

Il concessionario potrà organizzare incontri divulgativi con la popolazione e fornire materiale informativo.

Nell'area online del suddetto sito, dedicata a ciascuna concessione, saranno presenti:

informazioni generali sul serbatoio

tecniche di misurazione della sismicità e inquadramento sismico del sito

sul soggetto che ha progettato, realizzato e che ha in cura la manutenzione e l'analisi dei dati caratteristiche tecniche delle reti

dominio di rilevazione

dati specifici di monitoraggio, tra cui localizzazione degli eventi registrati nella concessione e nel suo intorno messi in relazione su mappa con la localizzazione degli impianti (pozzi, etc.)

Informazioni sulle stazioni in funzione o non operanti

Lista completa degli eventi sismici localizzati dal momento dell'entrata in funzione della rete o dall'applicazione delle linee guida.

Eventuali dati relativi alle forme d'onda in continuo, completi delle informazioni necessarie per effettuare la correzione strumentale, potranno essere messi a disposizione di Istituti e Centri di Ricerca (a discrezione dell'operatore).

Conclusioni

Nel documento si suggerisce di prevedere una portata di re-iniezione idonea a garantire il minor disturbo possibile al serbatoio, comunque da valutare in base ai test di iniettività.

Uno dei punti affrontati è stato quello della definizione di un'area su cui effettuare il monitoraggio e la sensibilità della rete in modo da consentire l'utilizzo di tecniche raffinate per la localizzazione dei terremoti e la ricostruzione di variazioni nei modelli di velocità nonché, laddove i dati lo consentiranno, di tracciare l'eventuale migrazione della sismicità.

Per quanto riguarda le azioni di gestione del campo geotermico implementate in base ai risultati del monitoraggio si ritiene necessaria una più profonda maturazione delle conoscenze e delle

metodologie scientifiche su alcuni impianti pilota, per questo **le indicazioni fornite nelle Linee guida saranno riviste in base all'esperienza diretta**, indicativamente a due anni dalla loro prima applicazione sperimentale in siti individuati successivamente dal MISE.

Questo sarà necessario al fine di definire un'opportuna procedura di gestione e controllo delle attività di coltivazione sulla base di adeguati livelli di attivazione (eventuale applicazione di sistemi sperimentali a semaforo), avendo quale riferimento quanto preliminarmente proposto nel documento "Indirizzi e linee guida per il monitoraggio della sismicità, delle deformazioni del suolo e delle pressioni di poro nell'ambito delle attività antropiche" del 24 novembre 2014.

2.4 CONCLUSIONI IN BASE AGLI STUDI SULLA SISMICITÀ INDOTTA

Gli studi sulla sismicità indotta forniscono un quadro di sintesi abbastanza rassicurante.

I sistemi geotermici idrotermali esistono in aree che sono naturalmente fratturate, in quanto tettonicamente (e quindi sismicamente) attive; qui i massimi eventi indotti accertati hanno magnitudo che non supera 3, con due sole eccezioni: di un $M=4.6$ a The Geysers e un $M = 3.5$ sul Monte Amiata (che però non è stato registrato con certezza come evento indotto). **Nelle aree idrotermali l'attribuzione di eventi a cause antropiche è generalmente dubbia, dal momento che la sismicità naturale è attiva e generalmente può raggiungere magnitudo più alte** (es. per l'area di Travale risultano due eventi storici per i quali furono stimate $M=5.7$ e $M=5.1$). Dall'analisi dei cataloghi strumentali nel raggio di 20 km dal progetto emerge che **negli ultimi 30 anni circa vi sono stati 25 eventi con $M \geq 3$ (in pratica quasi 1 evento all'anno), buona parte dei quali non ha alcuna correlazione con il campo geotermico**; dal medesimo catalogo si ricavano nel dominio di rilevazione di interesse del progetto ben 15 eventi, tutti o in parte naturali, con M compresa tra 3.0 e 3.8. **Un tale livello di sismicità preesistente rende inapplicabili le soglie del sistema semaforico.**

I sistemi geotermici EGS, interessando aree con poche fratture e tettonicamente poco attive, richiedono elevate pressioni di fratturazione. In detti sistemi sono stati registrati vari fenomeni di sismicità indotta correlati a iniezioni con pressioni a testa pozzo tra circa 100 e 680 bar, ma solo in alcuni casi con magnitudo significative (Basel: $M=3.4$; Cooper Basin: $M=3.7$; Berlin: $M=4.4$).

Non esiste una correlazione univoca tra pressione di iniezione e magnitudo.

A livello mondiale risultano documentati molti più casi di sismicità indotta in caso di dighe e di operazioni oil&gas rispetto alla geotermia. Per quest'ultima, in termini di sismicità indotta non è determinabile una risposta univoca dei vari sistemi. Per avere sismicità percepibile è comunque necessario – ma non sufficiente – che preesistano sistemi di frattura in condizioni di stress quasi critiche, ossia prossime al rilascio naturale. Inoltre eventi significativi sono improbabili in assenza di faglie di ampiezza o lunghezza tale da rilasciare energia sufficiente, come ben spiegato dalla relazione di Wells&Coppersmith di Fig. 35.

E' stato anche osservato che **le operazioni di reiniezione possono incrementare il numero di eventi sismici di bassa magnitudo**, contribuendo ad un rilascio dello sforzo tettonico più graduale rispetto alle condizioni naturali (diversamente lo sforzo si accumulerebbe con un tasso regolare nel tempo) senza influenzare gli eventi maggiori.

Le osservazioni sulla frequenza di microsismici indotti, a prescindere dalla magnitudo, **vedono l'attività originarsi in prossimità del pozzo e propagarsi a distanze maggiori con il tempo, in correlazione con la reiniezione**; ciò è dovuto alla diffusione della pressione di poro. Secondo alcuni autori esiste un campo specifico della permeabilità dei serbatoi – detto permeabilità sismogenica k_s – che consente una diffusione della pressione tale da avere effetti sismici.

Per i progetti di wastewater disposal sono state registrate magnitudo elevate (tra 4.3 e 5.7), ma esse sono correlate con volumi netti di acqua iniettata in serbatoio dell'ordine dei milioni di m³; invece nei progetti EGS i volumi iniettati sono solo dell'ordine delle migliaia di m³. Le due tipologie non sono quindi correlabili, ma non solo: **è importante notare che la correlazione tra volumi iniettati e magnitudo non è applicabile a sistemi con bilancio di massa in equilibrio.**

E' stato inoltre rilevato che le magnitudo diminuiscono all'aumentare del valore dell'iniettività; ciò pare evidentemente correlato alla migliore dissipazione delle pressioni in caso di iniettività più alte.

Riguardo ai temuti effetti di sismicità indotta da iniezioni di fluidi freddi, esiste in letteratura solo una generica indicazione di un apparente effetto di raffreddamento nel campo di The Geysers; è invece smentita la conclusione del rapporto Ichese, nella cui sintesi si riferisce di sismicità indotta nel campo geotermico di Gross Schonebeck per $\Delta T=80^{\circ}\text{C}$, in contraddizione sia con contenuto del rapporto stesso che con lo specifico lavoro citato a supporto (Hassanzadegan et al., 2011) che non conclude affatto per una sismicità termoindotta. Nel progetto di *Groß Schonebeck* non vi è stata alcuna sismicità indotta da variazioni termiche; esso viene infatti citato come un progetto EGS privo di sismicità indotta (Huenghes, 2010) dove la massima magnitudo è addirittura negativa ($M = -1.1$, Evans 2012).

Per il campo geotermico di Larderello-Travale, nel quale si colloca il progetto, esistono dati di Batini et al. (1985), di INGV (2013-2014) e di Bianciardi (2002, su dati Enel).

Batini, con dati della rete Enel 1978-1982, osserva una $ML_{max}=3.2$ e che il numero di eventi aumenta con l'aumento della reiniezione, ma non incrementa il numero di eventi con $M>2$. L'effetto della reiniezione è quindi di incrementare il numero di eventi di bassa magnitudo.

INGV ha acquisito nuovi dati con una propria rete temporanea, registrando in circa 1,5 anni una $ML_{max}=3$ ed evidenziando l'esistenza di un sistema "pervasivo ed eterogeneo" di microfratture sature di fluido, come evidenziato dalla birifrangenza delle onde S.

Bianciardi, dallo studio di 6 anni di dati sismici di Travale, osserva che lo slip sismico non si sviluppa necessariamente sui piani di frattura più favorevolmente orientati rispetto al campo di sforzo; conclude che non è giustificato definire un campo di sforzo generale ma vanno adottati campi di sforzo medio riferiti ad una data scala. Inoltre il regime di sforzo principale nell'area non è quello tipico dei meccanismi di faglia diretta bensì trascorrente.

Una significativa conclusione del progetto europeo GEISER-FP7 è che la valutazione del rischio da sismicità indotta non dovrebbe essere basata solo su metodi deterministici o probabilistici.

Vari studi, e con esso le linee-guida Ministeriali, sono concordi sul fatto che le operazioni possano essere controllate per mezzo di protocolli di monitoraggio.

Il protocollo da adottare in Italia per la gestione delle attività in funzione della sismicità indotta è quello previsto dalle linee guida del Ministero dello Sviluppo economico dell'ottobre 2016.

Esso introduce il fondamentale concetto di dominio di rilevazione, ossia il volume al cui interno potrebbero verificarsi fenomeni di sismicità indotta. Le linee guida prevedono specifici requisiti tecnici e prestazionali per le reti sismiche.

L'applicazione di un sistema di controllo semaforico basato su certe soglie magnitudo registrate nel dominio di rilevazione, viene invece considerata solo "eventuale".

3. LA MECCANICA DELLA FRATTURA

Al fine di stabilire la massima intensità di un evento sismico dovuto all'utilizzo di un serbatoio geotermico vengono espresse alcune considerazioni di carattere geomeccanico.

Considerata la natura tecnologica del nostro impianto, ai nostri fini il sistema geotermico può essere assimilato ad un sistema chiuso, con la sola estrazione di calore. Il bilancio di massa resta costante nel tempo poiché la totalità dei fluidi prodotti viene iniettata nel serbatoio tramite appositi pozzi. Questa precisazione è stata fatta per scartare tutte quelle criticità che derivano dagli effetti della depletion del serbatoio quali subsidenza.

3.1 MODELLI STANDARD DI FRATTURA

Tuttavia in prossimità dei pozzi di reiniezione e produzione, il disturbo di pressione comporta una naturale influenza sulla meccanica delle rocce.

Secondo la legge di Amontons lo scorrimento su una faglia, assimilabile ad un piano, occorre quando il rapporto tra il taglio e la tensione normale agente su di essa è uguale al valore del coefficiente d'attrito.

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma'_n}$$

La pressione del fluido assume un valore significativo ai fini della stabilità della faglia, influenzando sul valore di σ'_n , ovvero la pressione efficace (Fig. 43).

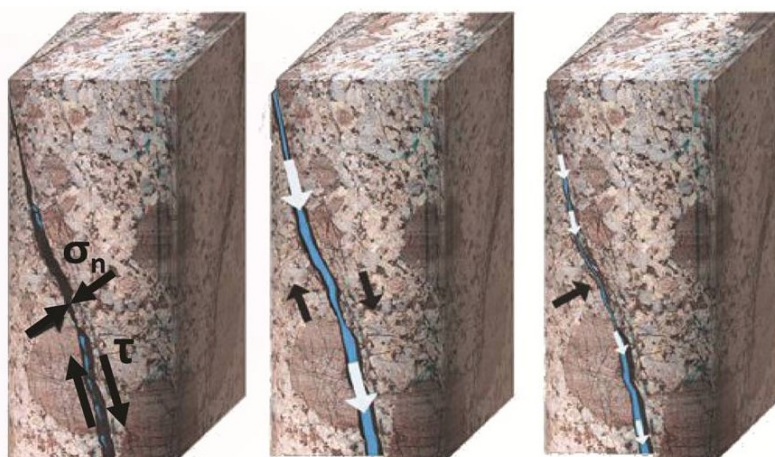


Fig. 49. Schematizzazione dei rapporti tra tensioni e pressioni neutre in una frattura

Secondo il principio di Terzaghi infatti la tensione efficace è data dalla differenza tra tensione totale e pressione del fluido contenuto nel poro.

$$\sigma' = \sigma - p_p$$

La legge di Amontons può essere espressa tramite la CFF, ovvero Coulomb Failure Function, quando essa mantiene valori negativi è garantita la stabilità della faglia, quando tende a 0 sulla faglia agisce uno stato tensionale che la renderà prossima allo slittamento.

L'attrito è una caratteristica del materiale della faglia, Byerlee (1978) ha condotto numerosi test di laboratorio su vari provini, il risultato in termini di coefficiente d'attrito delle varie rocce è $0.6 \leq \mu \leq 1.0$ come possibile osservare in Fig. 44.

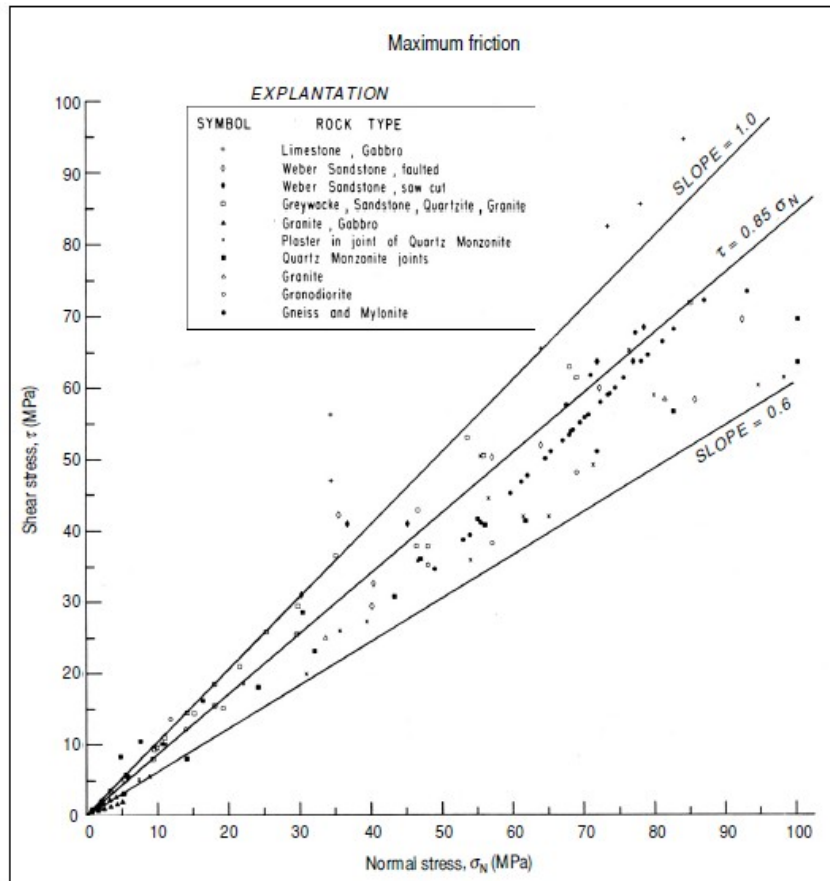


Fig. 50. Coefficienti d'attrito per vari tipi di rocce

L'aspetto interessante dei test di Byerlee è la corrispondenza tra i valori in scala di laboratorio e quelli in macro aree, rendendo i risultati dei test coerenti con i dati provenienti da varie aree.

L'aumento della pressione del poro può ridurre lo stress normale fino a causare lo scorrimento sulla faglia e per sovrappressioni particolarmente elevate, la tensione efficace si riduce a valori critici, talvolta assumendo valori negativi, tali da intersecare l'involuppo delle tensioni critiche sul piano $\sigma - \tau$.

Lo studio del campo tensionale critico va eseguito alle profondità alle quali esercita il pozzo di reiniezione, essendo questo l'unico che contribuisce ad aumentare la pressione del poro nelle proprie vicinanze.

Lo strumento atto a studiare gli stati tensionali e la resistenza del campione di roccia è il diagramma di Mohr-Coulomb. Indicando con σ_1 la tensione massima e σ_3 la tensione minima è possibile tracciare una circonferenza sullo spazio $\sigma - \tau$ che abbia circonferenza $\sigma_1\sigma_3$ e centro $C = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}$.

In un normal fault regime $\sigma_1 = \sigma_v$ e $\sigma_3 = \sigma_{hmin}$, l'involuppo è rappresentato da una retta che interseca l'asse delle τ nel punto C_0 ovvero il valore di coesione della roccia, avente un'inclinazione pari all'angolo d'attrito φ .

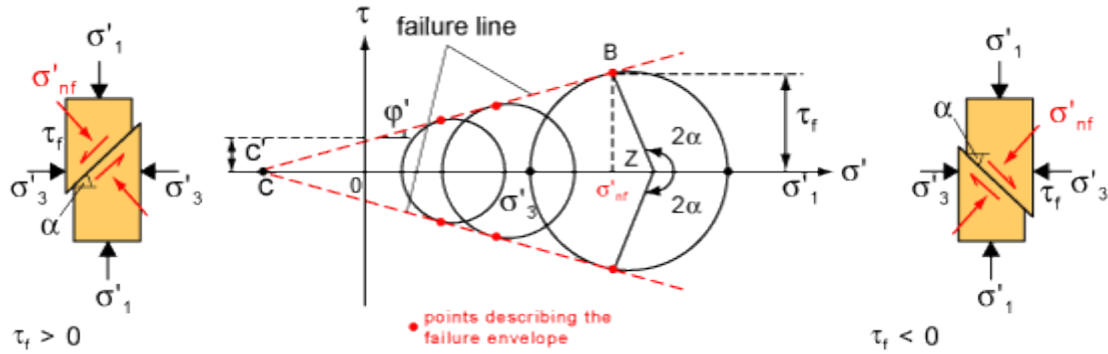


Fig. 51. Diagramma di Mohr-Coulomb per l'involuppo dei meccanismi di rottura

Il serbatoio geotermico è caratterizzato da fratturazione naturale preesistente con faglie e fratture di diversa dimensione ed orientamento. Tuttavia solo alcune di esse sono orientate in maniera favorevole allo scorrimento, in particolare quelle che avranno orientamento pari a $\beta = \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \mu$. Lo stato tensionale è in gran parte Normal Fault e Strike Slip, quindi assumendo $\mu = 0.6$. Per la classificazione di Anderson otteniamo che in caso di normal fault essa avrà un dip angle di circa 60° e si svilupperà in direzione perpendicolare alla σ_{hmin} , in caso di Strike Slip l'angolo sarà di 30° e si svilupperà in direzione perpendicolare alla σ_{Hmax} .

Lo stato tensionale critico per una faglia criticamente orientata si ha quando:

$$\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} = [(\mu^2 + 1)^{1/2} + \mu]^2$$

Per un valore tipico di coefficiente d'attrito $\mu = 0.6$

$$\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} = 3.1$$

3.1.1 MODELLO DEI PIANI DI DEBOLEZZA (PLANE OF WEAKNESS MODEL)

La roccia e i conseguenti meccanismi di rottura non seguono più i comportamenti descritti nel paragrafo precedente per la presenza di faglie o giunti. Occorre dunque utilizzare un modello che tenga in considerazione le anisotropie insite dei serbatoi geotermici, il modello utilizzato sarà quello dei piani di debolezza.

Il modello dei piani di debolezza è un approccio per lo studio delle anisotropie ha le sue basi fisiche provate nella perforazione e nonostante la sua semplicità è molto importante e rappresentativo (FJEAR & AL, 2008). L'assunzione alla base di questo criterio è che la resistenza della roccia sia usuale in tutte le direzioni ad eccezione di una coppia di piani paralleli nei quali la resistenza è più bassa. Solitamente la parte più debole di una roccia sedimentaria sono i piani di stratificazione anche quando essa va incontro a processi metamorfici.

Questo modello assume che i piani di debolezza siano distribuiti in maniera uniforme in tutto il medium e che la spaziatura tra i piani sia piccola abbastanza da poter considerare la combinazione tra matrice e piani come un materiale anisotropo equivalente, come è possibile osservare in Fig. 46 nella quale i piani di debolezza sono orientati con un angolo $\beta=101^\circ$ con lo stress massimo agente sul materiale $\sigma_1 = \sigma_v$

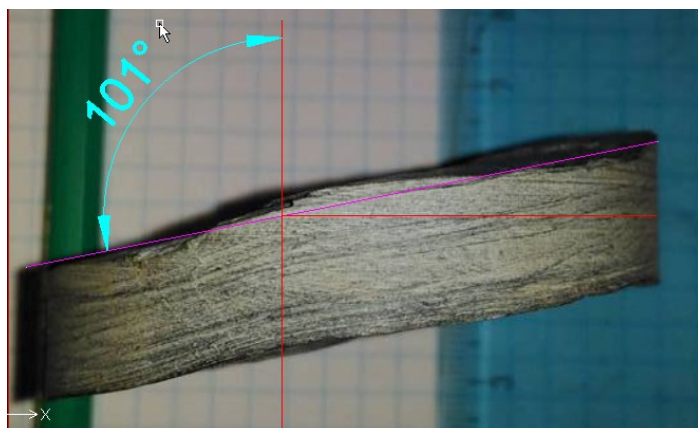


Fig. 52. Campione di roccia metamorfica scistosa, con una famiglia di piani di debolezza

Secondo il criterio di Mohr-Coulomb, la rottura è attesa per un range di orientamenti per i quali lo stress richiesto è inferiore a quello della roccia intatta:

$$|\tau| = c_w + \mu_w \sigma'$$

La roccia seguirà quindi due criteri di rottura; il primo quello generale della roccia, il secondo relativo ai piani di debolezza.

L'angolo di rottura β_w è dato dalla relazione:

$$\beta_w = \frac{\pi}{4} + \frac{\varphi_w}{2}$$

Se lo stato tensionale è tale da permettere al cerchio di Mohr di toccare la linea di rottura dei piani di debolezza, il materiale si romperà solo se il provino si trova orientato in modo che l'angolo θ tra lo stress principale massimo e il piano sia uguale a β_w (Fig. 47).

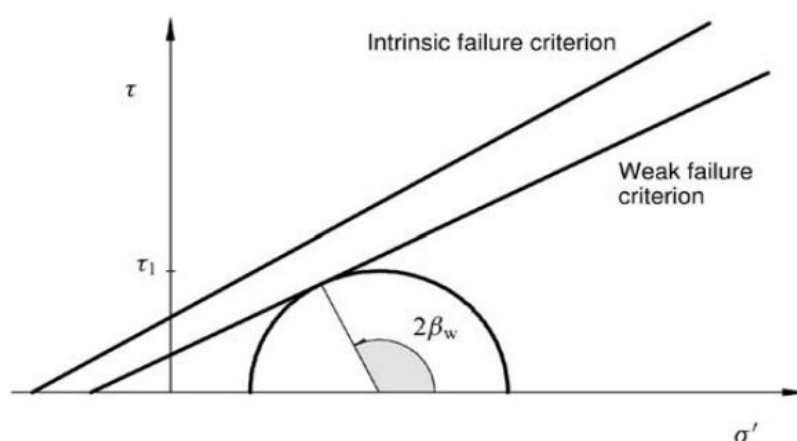


Fig. 53. Diagramma τ - σ per un materiale contenente piani di debolezza. Le tensioni rappresentate indicano la resistenza più bassa per qualsiasi orientazioni del materiale

Se il materiale ha orientazioni diverse, può insistere un valore superiore di σ_1 e conseguentemente uno sforzo di taglio maggiore come rappresentato in Fig. 48. In questo caso il cerchio di Mohr interseca la linea dei piani di debolezza in due punti. Per questi stati tensionali, il provino si romperà solo se $\theta = \beta_1$ o $\theta = \beta_2$

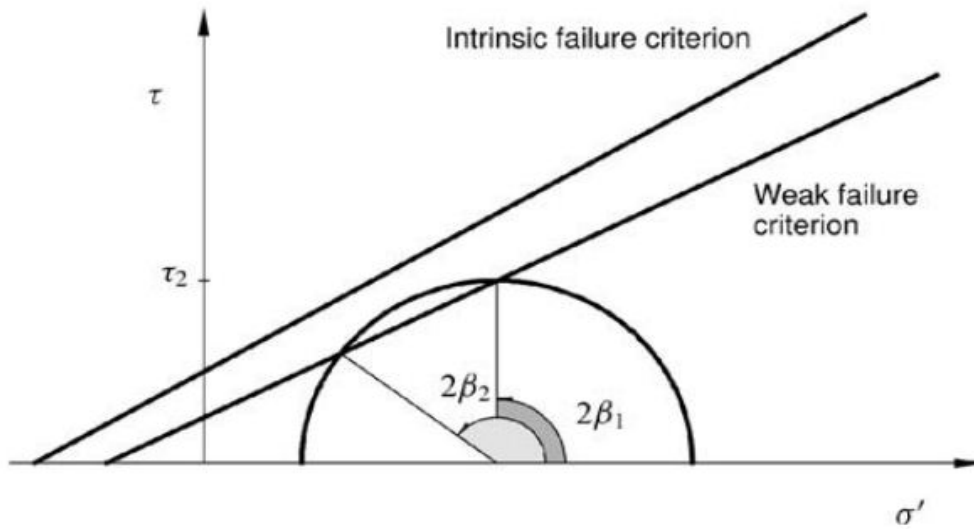


Fig. 54. Diagramma τ - σ per un materiale contenente piani di debolezza. Le tensioni rappresentate sono ottenibili solo per certe orientazioni del materiale

Infine, se lo stato tensionale è tale da toccare l'involuppo di rottura, essa avverrà per qualsiasi orientazione dei piani di debolezza ad eccezione di quelli dove θ è tra i valori β_{\max} e β_{\min} poiché per questi orientamenti la rottura sarà già avvenuta per valori di tensioni più bassi (Fig. 49).

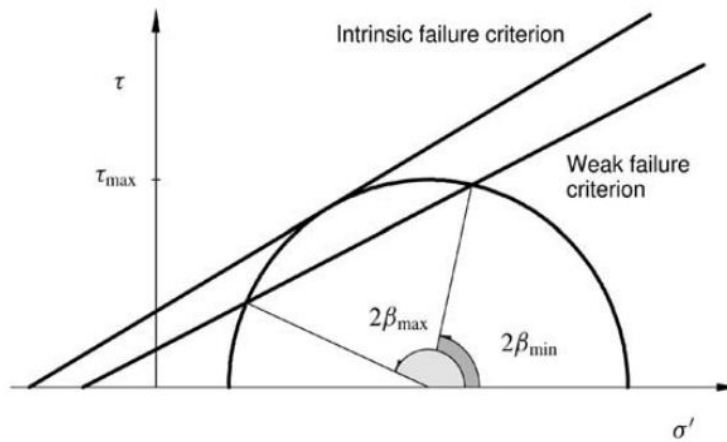


Fig. 55. Diagramma τ - σ per un materiale contenente piani di debolezza. Le tensioni rappresentate rappresentano la massima resistenza possibile per qualsiasi orientazione del materiale

Usando i criteri di Mohr-Coulomb e dei piani di debolezza, si ottiene l'equazione pubblicata da Jaeger et Al. 1979 per stimare le tensioni principali massima e minima associate con i piani di debolezza

$$(\sigma'_1 - \sigma'_3)_{\text{slip}} = \frac{2(c_w + \sigma'_3 \tan(\varphi_w))}{(1 - \tan(\varphi_w) \cot(\beta_w)) \sin(2\beta_w)}$$

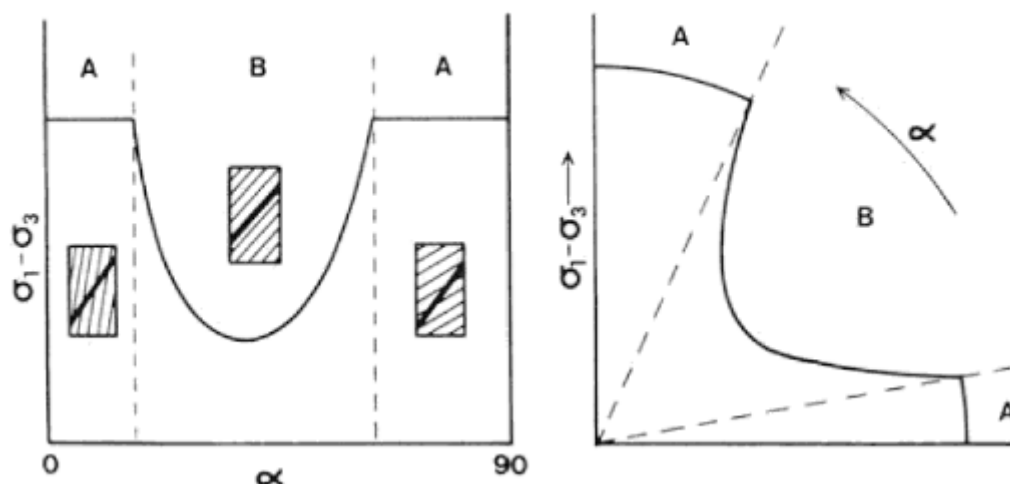


Fig. 56. Andamento qualitativo dello sforzo deviatorico in funzione dell'inclinazione dei piani di debolezza.

3.2 MODELLI DI FRATTURA CON DILATAZIONE

In linea teorica, una frattura tensionale indotta da fluidi in un roccia omogenea, non può propagarsi più velocemente del fluido che in essa scorre e quindi non può emettere onde elastiche e causare un sisma.

Questo fenomeno è spiegabile considerando che una frattura si propaga quando la tensione agente sulla sua punta supera un valore limite. Quando la frattura si propaga sotto l'influenza della pressione del fluido, la tensione decresce fino al punto di fermare la propagazione per poi riprendere quando il fluido eserciterà nuovamente la sua azione sulla punta della frattura.

Tuttavia l'eterogeneità dei sistemi reali rende instabili le fratture tensionali e capaci di propagarsi con velocità di onde elastiche e causare terremoti. In particolare, questo tipo di fratture si propagano instabilmente quando approssimano una superficie libera o una regione con un modulo elastico più basso, quando incrociano altre fratture tensionali e quando si propagano inizialmente verso l'esterno delle camere magmatiche.

Le onde di compressione emesse dall'apertura della frattura hanno un primo movimento compressivo in tutte le direzioni. Il successivo movimento del fluido nella frattura sovrappone un effetto di ritardo del segnale. In osservazioni sismologiche con lunghezze d'onda più grandi della dimensione sorgente, questi due segnali saranno indistinguibili e l'effetto del moto del fluido potrebbe essere quello di invertire la polarità apparente del primo movimento per osservazioni in prossimità del piano di faglia (da Julian, B. R., Miller, A. D., & Foulger, G. R., 1998 - *Non-double-couple earthquakes 1. Theory*. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 525-549).

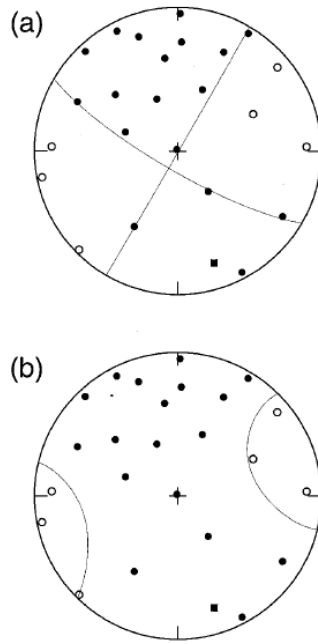


Fig. 57. Dati di polarità delle onde P dal terremoto del 15 Settembre 1991 nell'area geotermica di Hengill, Islanda

4. IL CAMPO DI STRESS

Per il calcolo dei meccanismi di rottura e delle tensioni principali massima e minima, non avendo né pozzi né prove di laboratorio, verranno utilizzati dati presenti in letteratura e seguito un approccio quanto più possibile cautelativo nell'interesse di non sottostimare i possibili fenomeni sismici correlati.

4.1 INCOGNITE E INCERTEZZE NELLA DETERMINAZIONE DEL CAMPO DI STRESS

Consideriamo di eseguire l'analisi delle tensioni in situ alla profondità massima raggiunta dal nostro pozzo, ovvero 3500 m. Questa quota è caratterizzata da un carico litostatico derivante dal contributo delle singole sequenze stratigrafiche incontrate nell'area.

La stratigrafia presente nel sito d'interesse è schematizzata nella Tabella seguente:

Profondità [m]	Densità [kg/m ³]	Coeff. Poisson	Roccia
0-200	2300	0.31	Sed. neogenici
200-250	2400	0.285	Ofioliti – Argille
250-1450	2500	0.293	Gabbri-Serpentiniti-Flysch
1450-1650	2750	0.2633	Anidriti di burano
1650-2000	2700	0.2475	Evaporiti- Carbonati
2000-3500	2650	0.225	Basamento metamorfico

Tabella 9 - Stratigrafia e parametri utilizzata nel calcolo della σ_v

Il valore di σ_v rappresenta il carico litostatico alla profondità d'interesse è facilmente calcolabile tramite la formula:

$$\sigma_v = \sigma_1 = g \int_0^z \rho(z) dz = 90 \text{ MPa}$$

In termini di tensione efficace, assumendo una pressione del serbatoio pari a 8.5 MPa:

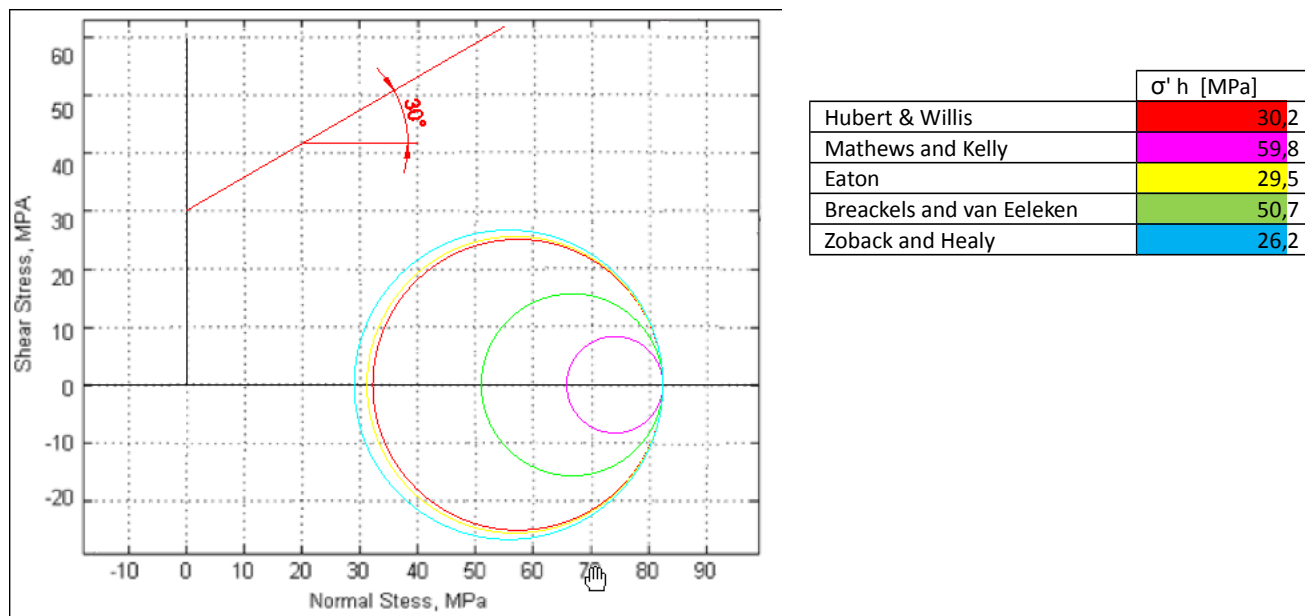
$$\sigma_1' = \sigma_v - p_p = 81.5 \text{ MPa}$$

Meno immediato risulta stimare σ_h . Tipicamente durante la fase di perforazione è possibile ottenere una buona stima della tensione orizzontale minima tramite il cosiddetto leak-off test. In mancanza di dati specifici è possibile riferirsi a metodi di correlazione σ_v/σ_h seguendo l'approccio proposto da vari autori e così riassunti nel testo *Reservoir Geomechanics* di M. Zoback (2007), ovvero:

Method	Proposed equation	Effective stress ratio	Comments
Hubbert and Willis (1957)	$S_{hmin} = 0.3 (S_v - P_p) + P_p$	$\frac{\sigma_{hmin}}{\sigma_v} = 0.3$	After first proposing this relation (which often underpredicted measured values) they modified the empirical constant to 0.5
Mathews and Kelly (1967)	$S_{hmin} = K_i(z) (S_v - P_p) + P_p$	$\frac{\sigma_{hmin}}{\sigma_v} = K_i(z)$	Requires an estimate of pore pressure at depth as well as empirically determined functions for $K_i(z)$.
Eaton (1969)	$S_{hmin} = \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) (S_v - P_p) + P_p$	$\frac{\sigma_{hmin}}{\sigma_v} = \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right)$	While this equation is the same as the bilateral constraint discussed in the text, Eaton replaced Poisson's ratio, ν , with an empirical value that is a function of depth. The values used increase from ~ 0.25 at shallow depth (~ 1000 ft) to unreasonably high values of ~ 0.45 at depths of 10,000 ft and more.
Breckels and van Eekelen (1981)	$S_{hmin} = 0.197z^{1.145} + 0.46(P_p - P_h)$ For $z < 11,500$ ft $S_{hmin} = 1.167z - 4596 + 0.46(P_p - P_h)$ For $z > 11,500$ ft		P_h is hydrostatic pore pressure at the depth, z , of interest. This expression is for pressure in psi.
Zoback and Healy (1984)	$\frac{S_{hmin} - P_p}{S_v - P_p} = [(1 + \mu^2)^{1/2} + \mu]^{-2}$	$\frac{\sigma_{hmin}}{\sigma_v} = [(1 + \mu^2)^{1/2} + \mu]^{-2}$	Based on frictional equilibrium. For $\mu = 0.6$, the effective stress ratio is 0.32.
Holbrook (1990)	$S_{hmin} = (1 - \phi)(S_v - P_p) + P_p$	$\frac{\sigma_{hmin}}{\sigma_v} = 1 - \phi$	Replaces empirical constant, with function of porosity ϕ . Note that for reasonable porosities of 35%, it would yield a constant of 0.65.

Tabella 10 - Tabella per il calcolo della tensione minima (da Zoback, 2007)

4.1.1 STATO TENSIONALE IN ROCCIA INTEGRA


 Fig. 58. Stati tensionali a 3500 m, secondo i modelli di Zoback and Healy (celeste), Eaton (giallo), Hubert & Willis (rosso), Breackels and van Eeeken (verde), Mathews and Kelly (viola), elencati per σ_{min} crescenti.

È stato preso in esame una roccia integra esente da fratturazione preesistente pertanto, al fine di applicare il criterio di rottura di Mohr-Coulomb sono stati scelti dei valori di coesione $C = 30 \text{ MPa}$ e angolo d'attrito $\varphi = 30^\circ$ tipici di rocce cristalline omogenee. Tracciato l'involuppo di rottura sono

stati successivamente graficati gli stati tensionale in situ ad una profondità di 3500 secondo le varie correlazioni menzionate.

Appare evidente quanto la coesione assuma un ruolo fondamentale nel criterio di rottura di Mohr-Coulomb. A riprova di ciò è possibile osservare in Figura 3 la traslazione delle circonferenze di Mohr a seguito di una sovrappressione di circa 45 MPa non intersechi mai l'involuppo di rottura proprio a causa dell'elevato valore della coesione (30 MPa).

Ciò sta ad indicare come i principali meccanismi di rottura in questo stato tensionale, considerando un'ipotetica roccia integra e omogenea, siano quasi esclusivamente riconducibili a fratturazione tensionale, ovvero a sovrappressioni teoriche talmente elevate (400-500 bar) da avere fratturazione idraulica. Suddette pressioni non possono essere accidentali ma richiedono l'utilizzo di particolari installazioni per perseguire una fratturazione volontaria del serbatoio geotermico. Si ricorda come, sia nella fase di perforazione che in quella di esercizio dell'impianto, tali valori di pressione menzionati non siano assolutamente raggiunti, rendendo la fratturazione tensionale un'eventualità assolutamente non riscontrabile negli scenari operativi per una totale mancanza di presupposti, oltre che per evidenti motivazioni geologiche, logistiche ed economiche.

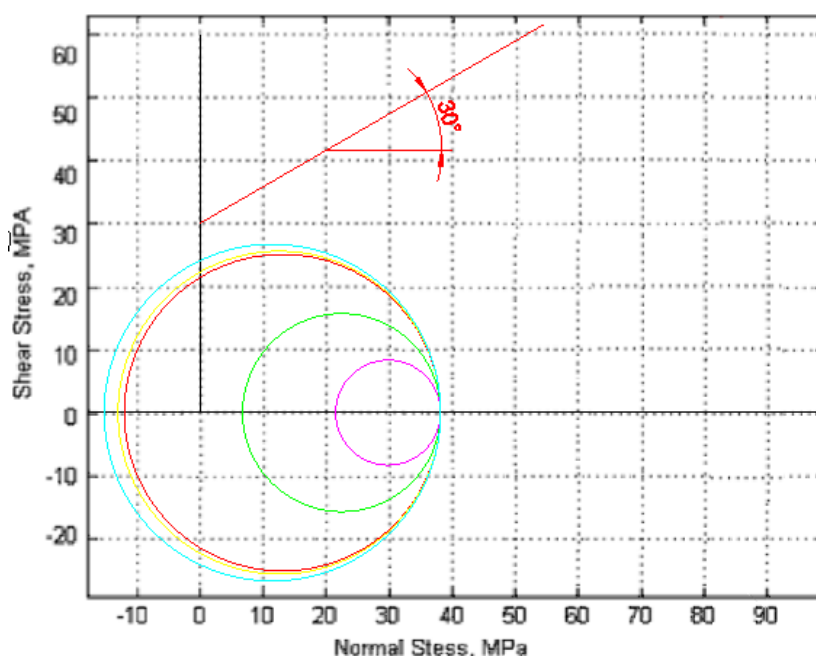


Fig. 59. Stato tensionale con sovrappressioni di circa 45 MPa, secondo i modelli di Zoback and Healy (celeste), Eaton (giallo), Hubert & Willis (rosso), Breackels and van Eeelen (verde), Mathews and Kelly (viola), elencati per σ_{min} crescenti.

4.1.2 STATO TENSIONALE IN ROCCIA PRE-FRATTURATA

Il serbatoio geotermico è costituito da rocce cristalline che, per loro natura, hanno porosità efficace e quindi permeabilità pressoché trascurabili. La produttività di tali reservoir è quindi da attribuire in toto alla permeabilità secondaria, cioè alla presenza di un sistema di faglie e fratture nelle quali sono contenuti i fluidi geotermici.

Questa precisazione comporta delle implicazioni di tipo geomeccanico.

Faglie e fratture hanno valori di coesione enormemente più bassi rispetto a quelli della roccia integra. Nella rappresentazione nello spazio $\sigma - \tau$ viene considerata nulla per avere un approccio quanto più cautelativo possibile sebbene nella realtà non lo sia.

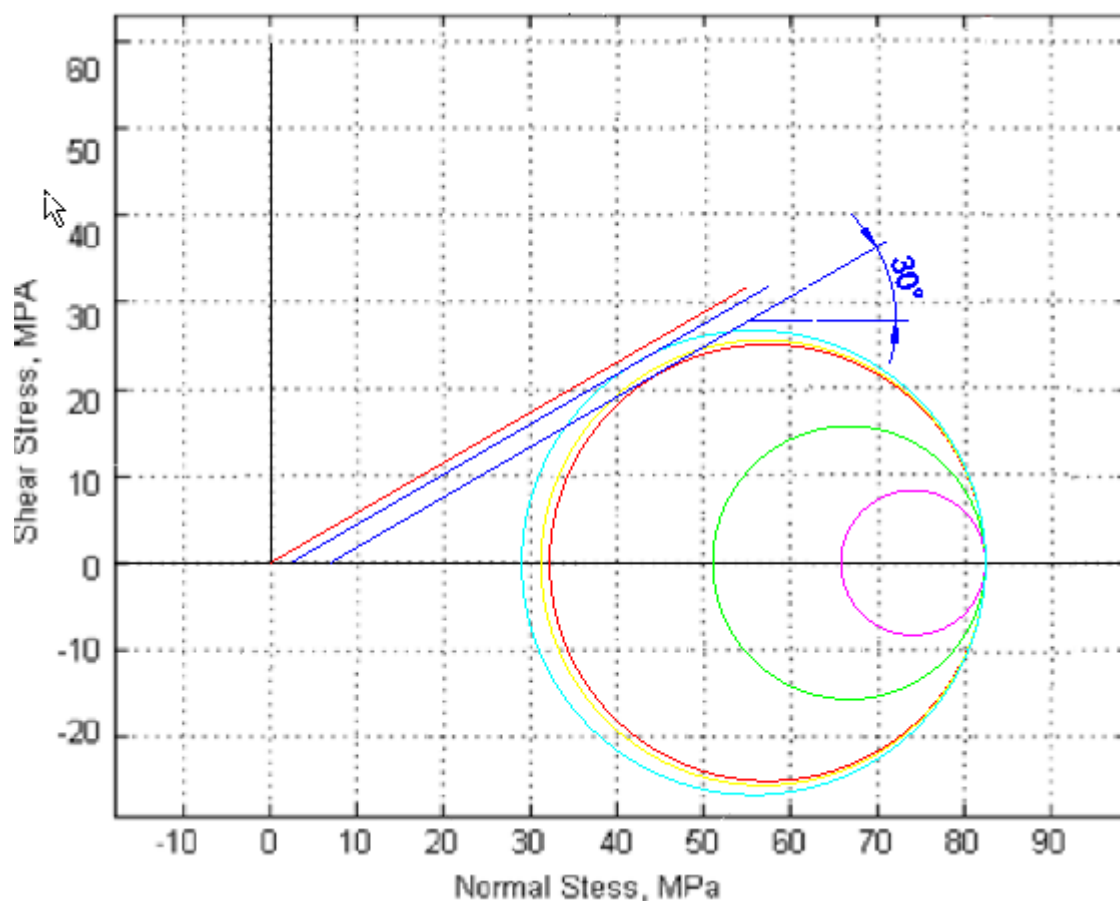


Fig. 60. Criterio di rottura per una roccia pre fratturata (a 3500 m), secondo i modelli di Zoback and Healy (celeste), Eaton (giallo), Hubert & Willis (rosso), Breackels and van Eelegen (verde), Mathews and Kelly (viola), elencati per σ_{min} crescenti.

In figura sono rappresentati gli stati tensionali, mediante circonferenze di Mohr. Verranno presi in considerazione soltanto tre cinque approcci utilizzati ovvero, Hubert & Willis, Eaton e Zoback and Healy, ovvero i più simili e al contempo critici. I valori plottati si riferiscono a tensioni efficaci. Analizzando i risultati è possibile notare che lo scorrimento per una faglia ben orientata e avente coesione nulla avviene per valori di sovrappressione pari a 2,5 MPa seguendo la relazione di Zoback and Healy e 8 MPa secondo quella di Hubert & Willis.

5. IL MODELLO DI SERBATOIO E DI POZZO

Il Progetto Pilota Castelnuovo prevede la reiniezione di tutto il fluido estratto dal serbatoio, inclusi i gas non condensabili.

La portata prevista per il progetto è di 70 t/h, con un valore di incondensabili dell'8% in peso.

La possibilità di effettuare la reiniezione totale sta iniziando a destare interesse nel mondo della geotermia come metodo per ridurre le emissioni atmosferiche, prolungare la longevità del serbatoio e come possibile mezzo per aumentarne la permeabilità²⁷.

Nell'immediate vicinanze del Progetto geotermico pilota Castelnuovo, sono stati perforati numerosi pozzi, alcuni profondi oltre 3000 m ed in alcuni di essi sono state eseguite prove di produzione o di iniezione. In particolare, il pozzo Sesta 6bis, profondo 3921 m e situato a circa 1300 m dal bordo SW Progetto Geotermico Pilota Castelnuovo, ha intercettato varie zone produttive, come riportato nella pubblicazione di Barelli et al.²⁸, a profondità comprese tra 2363 m e 3720 m.

I valori di iniettività delle fratture reperite sono stati di 5-6 e 2,5 m³/h/bar.

Considerando un valore medio di iniettività si stima di generare una sovrappressione di circa 15 bar, reiniettando 70 t/h di fluido geotermico condensato.

Tuttavia, data la complessità dello schema di reiniezione, è stata realizzata una simulazione numerica del pozzo in collaborazione con GeothermEx-Schlumberger²⁹, che tenesse in considerazione l'eventualità di reperire valori di iniettività minori.

La pubblicazione scientifica legata a tale lavoro è stata insignita del riconoscimento “Best Presentation” al GRC 2016 (Geothermal Resources Council).

5.1 SIMULAZIONE DI POZZO

Nell'ottica di ridurre il numero dei pozzi, nella citata pubblicazione è stata analizzata e studiata la fattibilità di uno schema di reiniezione che prevede l'utilizzo di un unico pozzo di reiniezione, nel quale i due fluidi (condensato e gas incondensabili) vengono immessi attraverso due tubazioni concentriche calate in pozzo e fluiscono parallelamente e separati fino ad una certa profondità, detta “mixing depth”, dalla quale scendono in un'unica corrente, in modo tale da consentire all'acqua di trasportare i gas verso il basso consentendo il loro ingresso in serbatoio.

Per la simulazione è stato utilizzato il software di modellazione di flussi multifase OLGA, in grado di modellare l'iniezione di gas (prevalentemente anidride carbonica) nella corrente liquida.

L'analisi è stata condotta valutando l'impatto di alcune variabili sul sistema, tra cui la profondità di mixing (tra 0 m e 1250 di profondità misurata) e l'iniettività della frattura.

Attraverso la simulazione è stato possibile trovare la pressione cui comprimere i gas per e quelle da applicare alla corrente liquida; l'intervallo ritenuto più favorevole per unire le due correnti consente di reiniettare il vapore condensato a pressioni prossime a quella atmosferica e i gas a

27 Saldaña, A.G. M., Kaya, E., Zarrouk, S. J., Callos, V., Mountain, B. W. (2016) *Numerical Simulation of Mixed Brine-CO₂/H₂S-Rock Interaction During the Reinjection of Non-condensable Gases*. PROCEEDINGS, 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 22-24, 2016 SGP-TR-209

28 Barelli, A., Bertini, G., Buonasorte, G., Cappetti, G. & Fiordalisi, A. (2000). *Recent deep exploration results at the margins of the Larderello Travale geothermal system*. Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu –Tohoku Japan, may 28 – June 10, 2000

29 Stacey, R.W., Norris, L. Lisi, S., *OLGA Modeling Results for Single Well Reinjection of Non –Condensable Gases (NCGs) and Water*. GRC Transactions, vol. 40, 2016

pressioni inferiori a 60 bar a boccapozzo⁴.

Il valore di iniettività più basso assegnato è stato basato sul valore più basso misurato in un pozzo nelle vicinanze⁴.

Con tale valore, nell'intervallo più favorevole secondo i risultati (300-500 m) è possibile reiniettare il condensato a pressioni prossime a quella atmosferica.

5.2 LA VARIAZIONE DI PRESSIONE INDOTTA DALLA REINIEZIONE

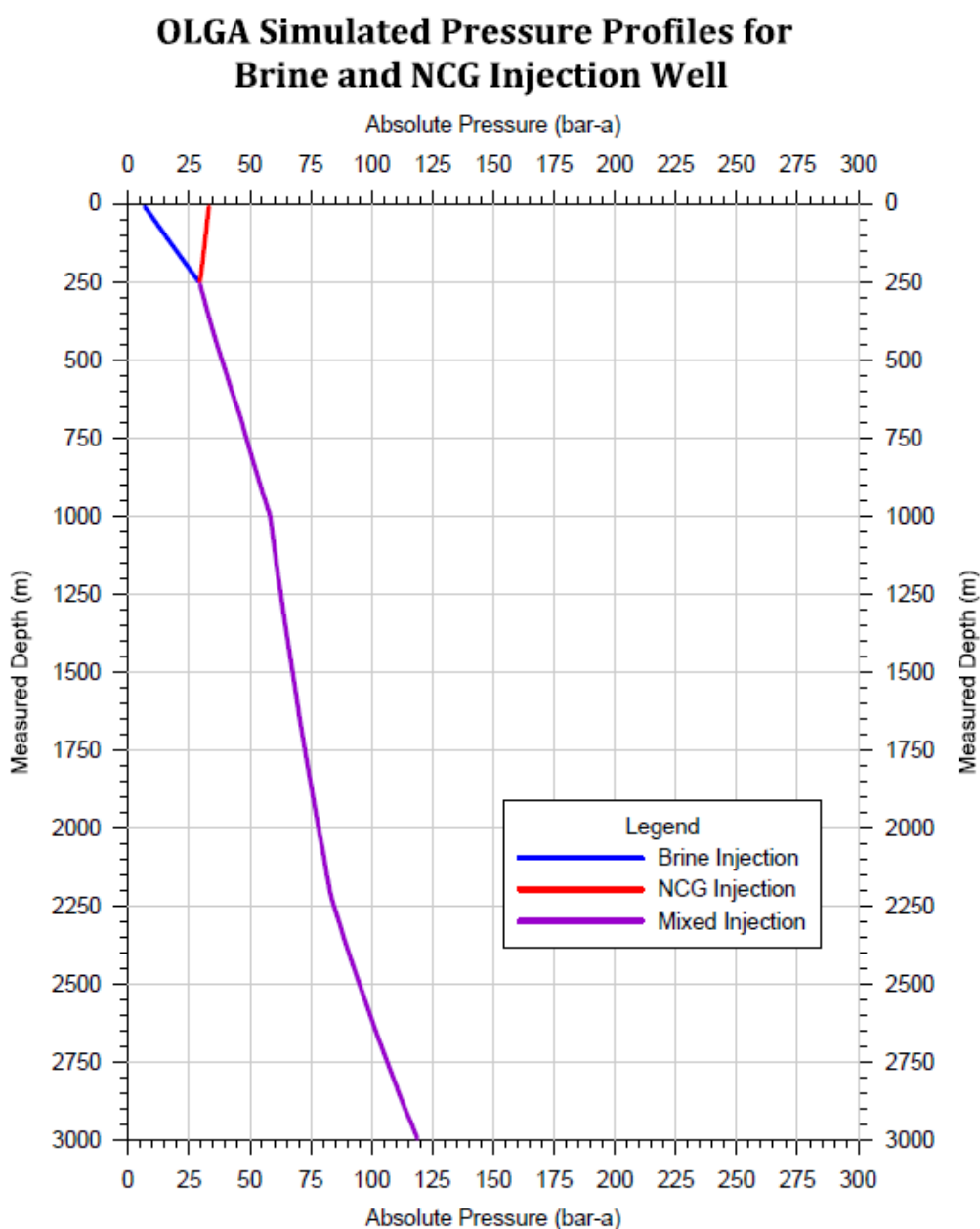


Fig. 61. Iniezione del condensato e del gas con mixing a 250 m di profondità, in funzione di una iniettività pari a $\sim 1,8$ t/h/bar

I risultati dei modelli⁴ indicano che **la massima sollecitazione di pressione sulla frattura rimarrà minore di quella applicata durante le normali operazioni di perforazione durante la circolazione**

di fluido.

Infatti, per il pozzo di reiniezione è stata ricostruita una pressione di circa 85 bar a 3000 m grazie al modello numerico globale del serbatoio geotermico e quindi i risultati della modellazione specifica di pozzo restituiscono una sovrappressione di circa 35 bar nell’intorno della frattura.

Oltre alla simulazione specifica di pozzo, è stata realizzata una modellazione numerica tridimensionale impiegando per il serbatoio produttivo valori di permeabilità cautelativi per non sottostimare gli effetti indotti dall’estrazione e dalla reiniezione del fluido geotermico. Per il progetto pilota Castelnuovo, il valore di permeabilità assegnato alle fratture della porzione di reservoir più permeabile è pari a 18 mD, mentre per i blocchi di matrice è stato assunto un valore uniforme di 0,01 mD.

I modelli numerici rivestono una notevole importanza per la pianificazione dello sviluppo geotermico, ma sono caratterizzati da alcuni limiti e la dipendono dall’accuratezza dei dati disponibili, che non sempre sono facilmente misurabili. Il rischio è quello di ottenere un modello troppo ottimistico o pessimistico rispetto alla realtà.³⁰

Nel momento in cui si decide di proseguire con lo sviluppo progettuale, sussistono in genere ancora varie incertezze sul serbatoio geotermico, che devono essere risolte nella fase successiva di indagine diretta a mezzo di perforazione e relative prove di pozzo, come evidenziato anche dalle linee guida.

Oltre a quelle sul modello esistono anche delle incertezze sull’effettivo valore di iniettività del pozzo, che sarà possibile conoscere solo dopo l’effettiva perforazione del reiniettore.

L’Indice di Iniettività (II) è un valore non correlato al serbatoio, mentre è strettamente legato alle caratteristiche del pozzo stesso. Esso è definito dalla formula

$$II = W / \Delta P \text{ (t/(h}\cdot\text{bar))},$$

dove W = portata (t/h) e ΔP = variazione di pressione in frattura (bar). In altri termini, esso non è un indice che si ripercuote strettamente sulla propagazione dei disturbi di pressione. D’altro canto il modello analitico di serbatoio non è rappresentativo del comportamento nelle immediate vicinanze del pozzo.

In letteratura viene proposta da Grant et al.³¹ una formula – che a detta degli Autori costituisce una approssimazione molto semplificata – che mette in relazione permeabilità e iniettività:

$$\frac{1}{II} = \frac{\mu}{2\pi\rho kh} \left[2.303 \log_{10} \left(\frac{r_o}{r_w} \right) + s \right]$$

che però non tiene conto dell’incremento di pressione alla frattura e introduce un rapporto tra due raggi (r_o è una sorta di “raggio imperturbato”, r_w è il raggio del pozzo). Tale rapporto vale tipicamente 10^3 - 10^4 . Inoltre non è noto neanche il valore di *skin factor* s da applicare alla formula. Lo *skin* rappresenta una locale eterogeneità che altera l’andamento della permeabilità nell’intorno del pozzo stesso; un valore positivo e alto per lo *skin factor*, ad esempio $10 \div 30$, rappresenta una riduzione di permeabilità nell’intorno del pozzo, mentre un valore negativo indica che il pozzo interseca una frattura.

Pur non essendo rigoroso associare la diffusione radiale della pressione ai valori di iniettività anziché alla permeabilità, si è comunque proceduto a calcolare l’iniettività approssimata per il pozzo a partire dai valori impiegati nei modelli analitici. Per il calcolo si è considerato un rapporto

30 Vaccaro, M., Franco, A. *Numerical simulation of geothermal reservoirs for the sustainable design of energy plants: A review*. Renewable and Sustainable Energy Reviews · February 2014

31 Grant M.A , Bixley, P.F., *Geothermal Reservoir Engineering* 2nd edition

di 10^4 e uno skin negativo di 4,2 così come nei dati pubblicati per il pozzo geotermico Sesta 6bis A³².

Il valore minimo, assunto come *worst case*, dell'indice di iniettività di 1.8 t / h·bar, considerata una permeabilità media $k = 1$ mD, è ottenibile con uno spessore di serbatoio di 1400 m.

Riprendendo i dati impiegati per il modello più cautelativo, ossia quello che genera le variazioni di pressione più alte in serbatoio, si ottengono i seguenti valori :

- Sovrapressione di circa 35 bar nell'intorno della frattura;
- Sovrapressione di circa 15 bar per un raggio di ~540 m sul piano verticale e ~420 m in orizzontale.

U modello più realistico (e più ragionevolmente compatibile con i dati del pozzo Sesta6bis) prevede di trovare un valore di iniettività tra 5 e 15 t/h/bar. **Adottando il valore minimo di tale range (5 t/h/bar) si ottiene una sovrappressione sulla frattura di 14 bar, che va a dissiparsi nel serbatoio con la distanza; per iniettività maggiori la sovrappressione cala con proporzionalità inversa.**

32 Batini F., Bertani R., Fiordelisi a. and Valenti P., *Well logging - a contribution to the fractures characterization*. Proceedings, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 28-30, 2002 SGP-TR-171

6. PREVISIONI SULLA SISMICITÀ INDOTTA

Sono possibili vari approcci di stima della sismicità indotta in termini di Magnitudo Mw, basati su correlazioni deterministiche o statistiche ciascuna delle quali ha alcune incertezze nella determinazione dei parametri di controllo.

6.1 APPROCCIO OSSERVAZIONALE

L'approccio più logico per una stima della possibile sismicità indotta sarebbe quello osservazionale, in quanto basato su dati reali acquisiti localmente. Il principale limite di questo approccio è dovuto al fatto che i dati, pur essendo registrati fin dal 1978 dalla rete sismica ENEL, sono stati pubblicati solo parzialmente (vedi par. 2.2.1 e 2.2.2); ciò, comporta da un lato l'incompletezza dell'informazione sugli eventi di bassa magnitudo (gli eventi maggiori sono in ogni caso disponibili in quanto rilevati dalla RSN) e dall'altro l'inesistenza di informazioni sulla reiniezione eseguita, salvo i dati pubblicati da Batini et al. (1985).

Il recente catalogo sismico ISIDE (*'ISIDe working group (2016) version 1.0, DOI: 10.13127/ISIDe'*) mostra, nell'intorno rappresentato, 20 eventi con M compresa tra 3.0 e 3.8, come già esposto e discusso nel par. 1.4. (Fig. 20, Fig. 56).

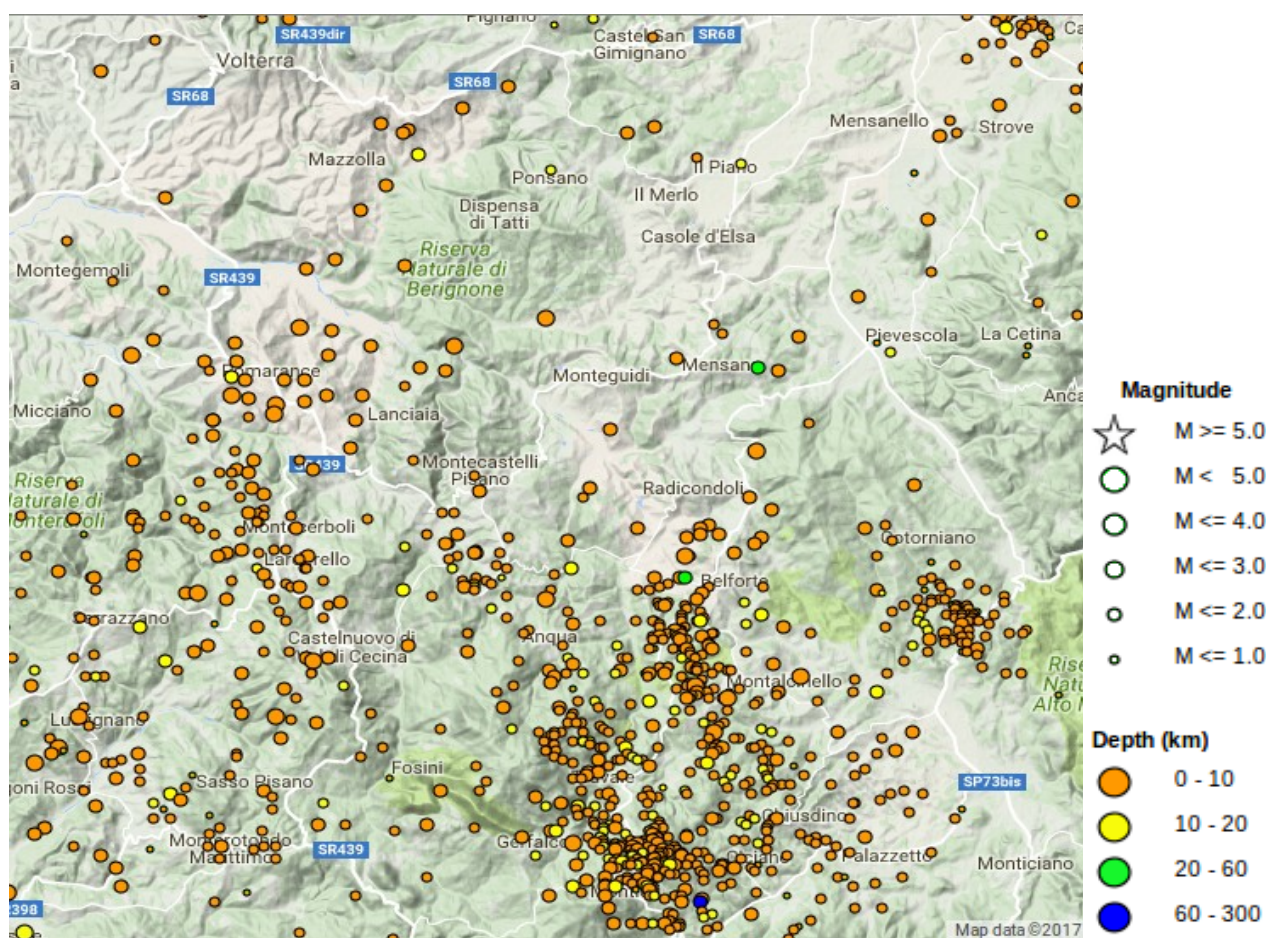


Fig. 62. Estratto della mappa WebGis di ISIDe. Per un maggiore dettaglio degli eventi si veda la Fig. 20.

E' appurato che 5 di questi eventi, rispettivamente con M = 3.0, 3.3, 3.5, 3.5 e 3.8, sono naturali in quanto esterni al dominio di rilevazione Enel; per i restanti 15 eventi vi è invece incertezza in quanto non le informazioni sulle attività industriali che potrebbero consentire di discriminare tra

eventi naturali ed eventi indotti non sono disponibili.

Quindi, poiché i) da quando sono disponibili dati strumentali sono stati registrati vari eventi naturali (non indotti) fino a $M=3.8$ e ii) non sono disponibili dati sulle attività industriali (in particolare sulla reiniezione) con i quali eseguire delle correlazioni, si deve prendere atto che non è possibile discriminare se tali eventi siano naturali o indotti. L'accadimento di circa 1 evento/anno con $M \geq 3.0$ rappresenta la normalità per l'area.

6.2 APPROCCIO SEC. MCGARR, 2014

a. Approccio generale

Un possibile approccio è quello accennato dalla soc. Gesto (cfr. documento: [ID:2777] *Risposte alle Richieste di Integrazioni - Allegato 2: Sismicità indotta, subsidenza e relativi sistemi di monitoraggio* – Agosto 2015) nella valutazione della sismicità indotta del progetto di Montenero, che qui verrà più ampiamente sviluppato.

Come illustrato sopra nel par. 2.1.5 d), McGarr riferisce che il "tipico" *stress drop* sismico varia generalmente tra 0,1 e 10 MPa (il che rappresenta un intervallo piuttosto ampio) e, considerando un valore tipico di $\Delta\tau = 3$ MPa, poiché $\Delta P = \Delta\tau / 2\mu$ – in termini letterali, l'incremento di pressione necessario per generare lo *stress drop* è pari allo *stress drop* diviso il doppio del coefficiente di attrito – si arriva a stimare il valore di variazione di pressione necessario per causare uno slip sismico come $\Delta P = 2.5$ MPa.

Per capire la variabilità dello *stress drop*, per il quale McGarr assume un valore "tipico", può essere utile rammentare che il valore $\Delta\tau = 3$ MPa è stato presumibilmente derivato da un set di dati come quello riportato nel grafico sottostante (Kanamori e Anderson, 1975, come proposto da Bormann, 2013). I valori degli *stress drop* varianogrosso modo nel range tra 1 e 10 MPa. Inoltre il grafico è riferito ad eventi sismici "regionali" con M_0 variabile tra 10^{18} e 10^{23} Nm, mentre gli eventi sismici e microsismici di interesse ai fini del presente rapporto sono dell'ordine di 10^{11} - 10^{14} Nm.

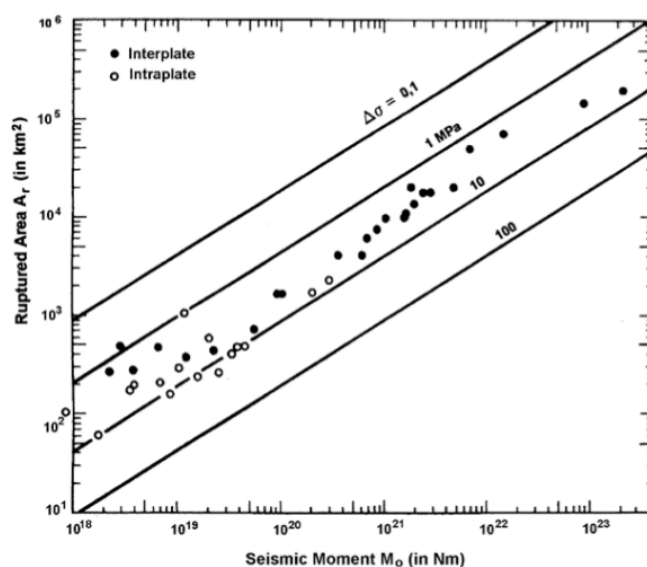


Fig. 3.94 Relation between area of fault rupture A_r and seismic moment M_0 for inter- and intraplate earthquakes. The solid lines give the respective relationships for different stress drop $\Delta\sigma$ (in MPa; $1 \text{ Pa} = 10^{-5}$ bars) (modified from Kanamori and Anderson, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 65, p. 1077, Fig. 2, 1975; © Seismological Society of America).

Fig. 63. Grafico esplicativo della correlazione tra area di rottura, momento sismico e stress drop.

Con questa (semplicistica) correlazione – la quale peraltro si basa su uno slip sismico tipico di macro-eventi in aree continentali anziché di eventi locali ($M_0 \gg M_{0\text{locale}}$) e nulla riferisce in merito alla magnitudo attesa – è possibile andare ad analizzare quale sia il volume di serbatoio interessato da un incremento di pressione di 25 bar a causa delle operazioni di reiniezione.

L'incremento di pressione nel punto di immissione del fluido in serbatoio è controllato principalmente dal valore, o dai valori, di iniettività del pozzo e dai parametri di reiniezione. La sovrappressione in serbatoio si dissipa in funzione della distribuzione della permeabilità dello stesso. I parametri di reiniezione sono facilmente controllabili; per la permeabilità in serbatoio si fa ad un modello di reservoir attendibile in quanto tarato sulla base di tutti i dati noti nell'area di interesse; invece per i valori di iniettività è necessario studiare gli effetti al variare del parametro considerato entro range attendibili.

L'iniettività di un pozzo – convenzionalmente riferita ad di una frattura o livello fratturato – varia tipicamente in un range tra 5 t/h·bar e 15 t/h·bar. Possono essere anche presi in considerazione casi di iniettività più bassa, tenendo presente che un pozzo con valori di circa 1÷2 t/h·bar ai fini pratici sarà un pessimo reiniettore.

Secondo i parametri di progetto è necessario reiniettare una portata di circa 70 t/h di fluido geotermico (NCGs inclusi). Considerando il valore di ΔP indicato da McGarr come necessario per innescare un sisma (25 bar) si può calcolare il valore di iniettività minima tale da richiedere *almeno* 25bar di sovrappressione per garantire l'ingresso dei fluidi dal pozzo in frattura e quindi in serbatoio:

$$70 \text{ t/h} : 25 \text{ bar} = 2.8 \text{ t/h}\cdot\text{bar}$$

che è circa la metà del minimo valore ragionevole atteso per l'iniettività.

Quindi per il range tipico di iniettività atteso (5÷15 bar), iniettando per caduta una portata di 70 t/h non sarebbe possibile generare in serbatoio la sovrappressione necessaria, secondo McGarr, a innescare uno scorrimento sismico.

Va detto che il metodo di McGarr appare piuttosto schematico in quanto non prende in considerazione variazioni di pressione inferiori a 25 bar, anche se in realtà non è possibile escludere a priori l'innescamento di microsismi per $\Delta P < 25$ bar. Inoltre, essendo riferito ad un valore "tipico" di stress drop, questo metodo non pare adatto a caratterizzare le magnitudo ricadenti nell'usuale range di valori della sismicità indotta.

b. Approccio worst case

Sebbene poco realistico, è possibile esplorare gli effetti generati da una ipotetica distribuzione di una sovrappressione di 15 bar su una superficie arbitraria in serbatoio, per la quale si può assumere ad esempio $r=50\div 100$ m.

1) Una correlazione empirica tra la magnitudo momento M_w di un terremoto e la superficie della faglia circolare di raggio r mobilizzata è stata proposta da Lay and Wallace (1995):

$$M_w = \frac{2}{3} \log (2.28 \Delta\tau r^3) - 6$$

Con uno stress drop di 1.5MPa si arriva a stimare: $r=50\text{m} \rightarrow M_w = 1.7$; $r=100\text{m} \rightarrow M_w = 2.4$.

2) Una ulteriore correlazione empirica è quella di Wells e Coppersmith esposta nel par. 2.1.5 c) $\{ M = 4.07 + 0.98 \log (A) \}$ che mette in rapporto la magnitudo con l'area di rottura A , senza che sia necessario fissare a priori lo stress drop. Con tale formulazione si stima una magnitudo attesa per una faglia di raggio $r = 50$ m $\rightarrow M_w = 2.0$; $r=100$ m $\rightarrow M_w = 2.6$.

Può essere utile ricordare che la correlazione di Wells e Coppersmith è stata validata nell'intervallo di magnitudo tra 4.2 e 8.3, ma potrebbe non essere più in grado di fornire stime attendibili per

magnitudo inferiori come quelle di nostro interesse.

3) Tenendo conto dei limiti delle due correlazioni precedenti, si può analizzare una ulteriore correlazione tra area di faglia e Magnitudo in modo da poter nuovamente applicare il modello di rottura di McGarr.

Utilizzando la correlazione di Kanamori (1977) tra M_w e M_0 :

$$M_w = (2/3) \log M_0 - 6.06$$

e calcolando M_0 secondo Abe (1975):

$$M_0 = 1.33 \cdot 10^{15} \cdot A^{(3/2)}$$

si ottiene $r=50m \rightarrow M_w = 1.9$; $r=100m \rightarrow M_w = 2.5$, poco dissimili dai dati precedenti.

Va tuttavia ricordato che la correlazione di Kanamori è stata verificata per magnitudo delle onde di superficie $M_s > 6.2$ (Bormann, 2013).

In conclusione, nell'ipotesi che si generi un bulbo di sovrappressione di 15 bar (ipotesi poco realistica in quanto la sovrappressione sarebbe pari a quella massima ipotizzabile sulla frattura), i vari metodi illustrati conducono a stime della magnitudo attesa molto simili, con $M_w = 1.7 \div 2.0$ per $r=50m$ e $M_w = 2.4 \div 2.6$ per $r=100m$.

6.3 APPROCCIO GEOMECCANICO

Nel capitolo 4, e in particolare nel par. 4.1.2, sono stati analizzati vari modelli meccanici della frattura i quali, fatte le dovute assunzioni, conducono ad una stima della sovrappressione necessaria per ottenere lo scorrimento di una faglia ottimamente orientata e avente coesione nulla. I valori più bassi di tale sovrappressione sono quelli forniti dai modelli di Zoback and Healy ($\Delta P = 25$ bar) e di Hubert & Willis ($\Delta P = 80$ bar); tutti gli altri modelli conducono a valori più alti e quindi eccessivamente conservativi (nel senso che richiedendo sovrappressioni troppo elevate di fatto contraddicono le osservazioni sulla sismicità del campo geotermico osservata).

E' rilevante notare come con l'approccio geomeccanico più conservativo si arrivi a stimare in 25 bar il valore di sovrappressione richiesto per generare uno scorrimento di una frattura preesistente. Il modello geomeccanico richiede quindi una sovrappressione non prevista in progetto, affinché si attivi un modello meccanico di scorrimento della frattura.

E' tuttavia necessario ricordare che non esistono misurazioni dirette del campo di stress locale, il quale può essere valutato mediante il ricorso a prove di fratturazione standard che purtroppo (a quanto è dato sapere) non sono mai state eseguite nei pozzi geotermici Toscani; pertanto una diversa determinazione del dato di input potrebbe portare il modello geomeccanico a fornire risultati diversi.

7. PROTOCOLLO DI GESTIONE DELLE OPERAZIONI IN BASE AL MONITORAGGIO DELLA SISMICITÀ

Nel capitolo precedente sono stati esaminati una serie di possibili approcci previsionali alla sismicità indotta, rispetto ai quali i risultati, in estrema sintesi, sono i seguenti:

- con i **dataset sismici registrati nell’area geotermica di Larderello-Travale, non è possibile discriminare se vi siano eventi indotti** e quale eventualmente sia la loro magnitudo massima, in quanto vari eventi del dataset, con magnitudo fino a $M=3.8$, hanno origine sicuramente non indotta;
- con l’**approccio di McGarr** si ha che nel range atteso di valore di iniettività **non si innescano sovrappressioni tali da causare slip sismico**;
- secondo il **modello geomeccanico più cautelativo** tra i vari esaminati, si ripete quanto osservato con l’approccio di McGarr, ossia che la sovrappressione minima richiesta per attivare uno scorrimento geomeccanico è superiore a quella prevista in progetto.

Inoltre la situazione è ulteriormente complicata dall’analisi dei cataloghi storici. Come già esposto nel documento “Studio e monitoraggio della sismicità” del 6/10/2015, in particolare nelle analisi di disaggregazione, esistono eventi vicini (0-10 km) con magnitudo ($M_w = 5.5 \div 6.0$) sensibilmente più elevate rispetto alle magnitudo massime osservate negli ultimi 30 anni circa ($M_w=3.8$ sia dentro che fuori dell’area geotermica industriale). In particolare **sono documentati due eventi storici principali nella zona, avvenuti nel 1414 ($M_w = 5.61$) e nel 1724 ($M_w = 5.14$)**.

Si può quindi affermare che:

1) la sismicità naturale può raggiungere magnitudo superiore di due ordini di grandezza rispetto alla sismicità strumentale rilevata negli ultimi 30 anni, come testimoniato dai maggiori sismi storici;

3) la sismicità strumentale documenta quasi 1 evento/anno con M compresa tra 3.0 e 3.8 una parte dei quali è certamente naturale, mentre la parte restante, pur ricadendo nell’area geotermica industriale, non può essere ascritta né a cause naturali né artificiali, non essendo disponibili dati sulle attività geotermiche di produzione e reiniezione con cui ricercare eventuali correlazioni.

Tenendo conto delle linee guida MISE sulla geotermia (Ottobre 2016) alla luce di tale quadro conoscitivo – il quale assume la possibilità di eventi correlati alle attività geotermiche, anche da parte di altri operatori, all’interno di una casistica dove gli eventi naturali sono molto più forti – è necessario ricorrere ad un protocollo di monitoraggio della sismicità e di gestione delle operazioni. le cui modalità sono descritte compiutamente di seguito.

7.1 CARATTERISTICHE PRINCIPALI DEL CONTROLLO SISMICO DEL CAMPO GEOTERMICO

La caratterizzazione geologica e sismotettonica dell’area risulta compiuta ed è già stata presentata nei documenti “CAS.02.DE.GR.R.058 - Relazione Geologico-Mineraria” e “CAS.02.DE.AM.R.007 - Studio e Monitoraggio della Sismicità”.

Nel dominio regionale, sono assenti faglie capaci.

Secondo quanto previsto dalle Linee Guida MISE, per il progetto in oggetto **il Dominio di rilevazione può essere determinato** in base ai dettagli disponibili sul volume perturbato, in

accordo con il modello di serbatoio geomeccanico realizzato e le relative simulazioni, presentate nella Relazione Geologico-Mineraria . Si adotta quindi un raggio di 5 km attorno ad un raggio perturbato cautelativamente fissato in 500 m rispetto alle sovrappressioni previste, preso intorno alle coordinate di fondo di ciascuno dei pozzi in progetto. Il risultato è una forma grossolanamente circolare lievemente allungata in direzione Nord-Sud, estesa per 114.03 kmq.

In base ai rilievi geologico-strutturali eseguiti in collaborazione con l'Università di Siena, nel dominio locale sono presenti alcuni lineamenti strutturali, rappresentati da sistemi diretti ad alto angolo che delimitano il bacino neautoctono con andamento NW-SE, sia da successivi sistemi trascorrenti antiappenninici, subverticali, il cui sviluppo lineare è sviluppo e particolarmente segmentato (Fig. 58).

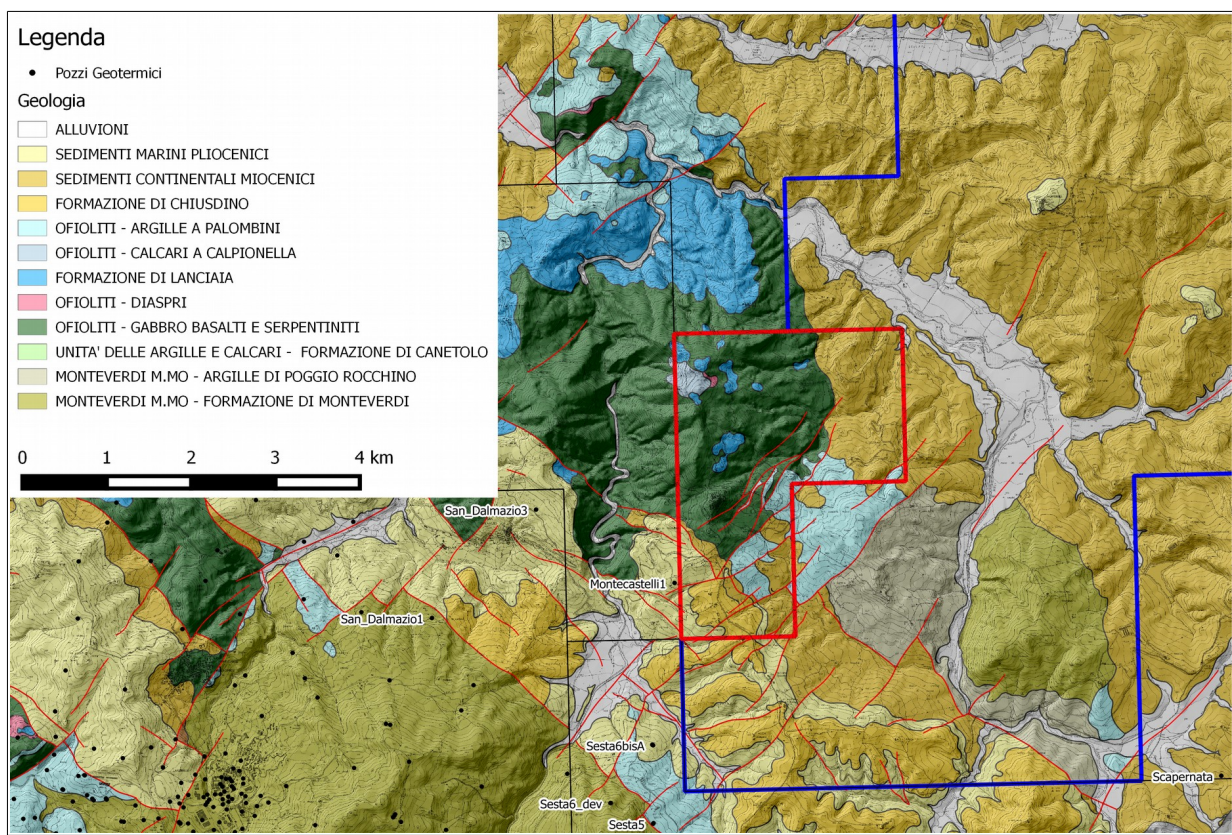


Fig. 64. Cartografia geologico-strutturale inedita dell'area, da rilevamenti Magma Energy Italia e Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena. In rosso: Permesso "Castelnuovo"; in blu: Permesso di Ricerca "Mensano"; linea nera sottile, Concessioni Geotermiche e Permessi di Ricerca Enel Green Power con indicazione delle perforazioni geotermiche realizzate nella zona (database Unmig).

E' rilevante notare che il dominio di rilevazione, entro il quale è richiesto di poter registrare eventi a partire da M_L comprese tra 0 e 1, si estende abbondantemente nell'area geotermica in esercizio da decenni da parte di Enel Green Power e comprende molti di pozzi in esercizio e le centrali geotermiche di Sesta e Farinello, mentre ricadono appena fuori dal buffer le centrali di Gabbro, Castelnuovo, le due di Larderello e molte decine di pozzi delle zone di Larderello e Radicondoli.

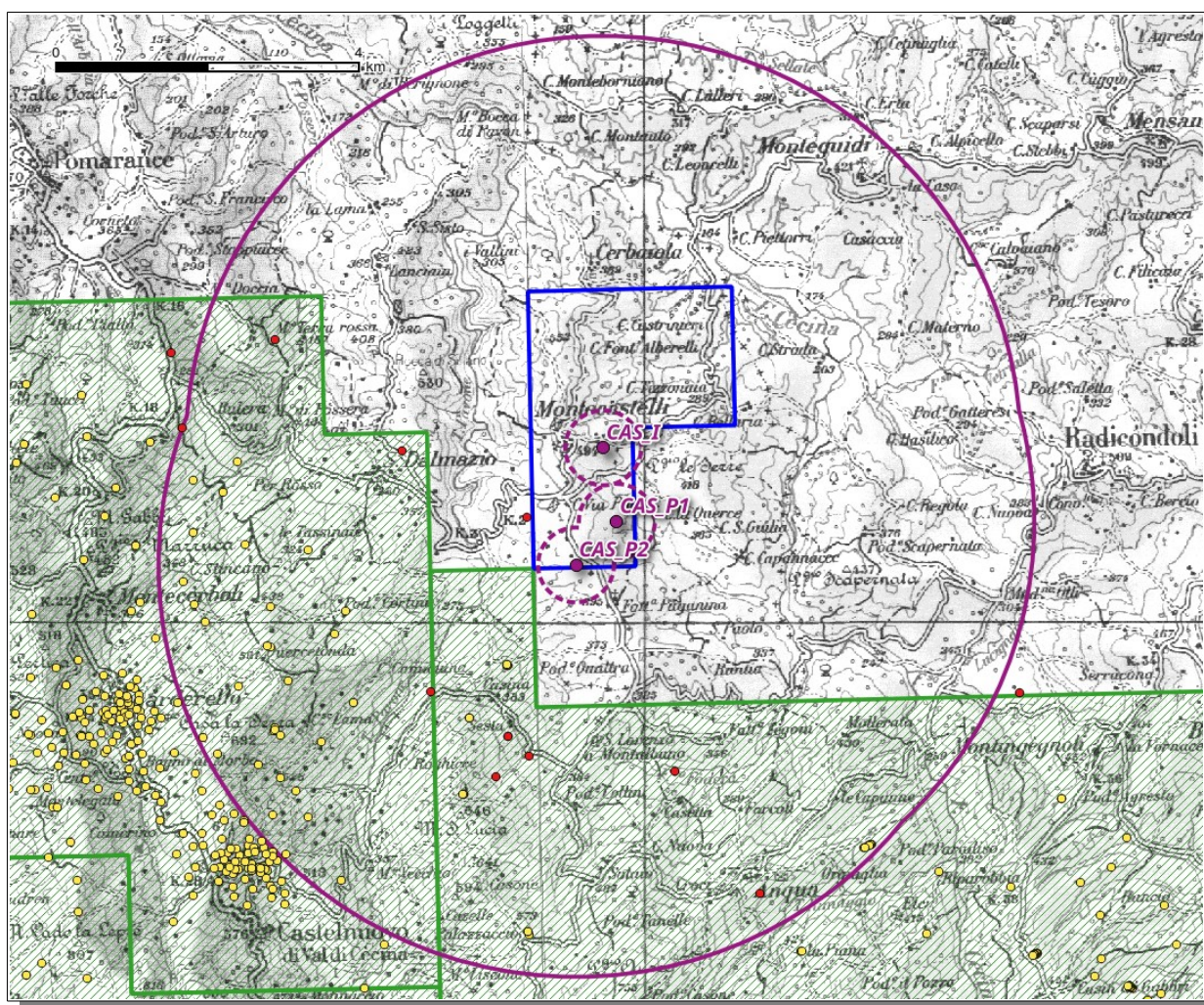


Fig. 65. Dominio di rilevazione della sismicità (linea viola continua) con posizioni di fondo pozzo (punti viola) e buffer delle aree perturbate (linea viola a tratti); Permesso “Castelnuovo” (linea blu); concessioni Enel Green Power (linea e retino verde); pozzi geotermici da database Unmig (punti gialli) con selezione di alcuni pozzi sicuramente chiusi (punti rossi, da ispezione sul terreno). Scala grafica.

La rete di monitoraggio della microsismicità a suo tempo proposta per il presente progetto avrebbe dovuto essere costituita da sole 4 stazioni localizzate all’interno del titolo. Tale configurazione consentirebbe di rilevare adeguatamente soltanto una parte centrale e limitata del dominio di rilevazione introdotto da pochi mesi dalle Linee Guida sulla Geotermia del MISE. Si ritiene pertanto necessario rielaborare lo schema di installazione della rete in modo tale da garantire una adeguata copertura geometrica di tutti gli eventi appartenenti al dominio suddetto.

Viene quindi proposto un nuovo schema di installazione della rete di monitoraggio sismico in modo da rispondere ai requisiti minimi previsti per la configurazione da adottare all’avvio del monitoraggio (vedi capitolo 2.3.2 Le Linee Guida)

Tale rete prevede l’**installazione di n. 5 stazioni di rilevamento** disposte secondo uno schema grossolanamente corrispondente ai vertici e al centro di un quadrato inscritto nel dominio di rilevazione, come da posizioni indicative riportate (vedi posizioni indicative in Fig. 60).

Il primo anno di esercizio della rete sarà finalizzato non solo all’acquisizione della sismicità “di fondo” preesistente, ma anche a valutare se sia necessario integrare la rete con ulteriori stazioni per raggiungere la capacità di detezione necessaria.

Per maggiori dettagli si veda, più avanti, il cap. 8. La Rete di Monitoraggio della Sismicità.

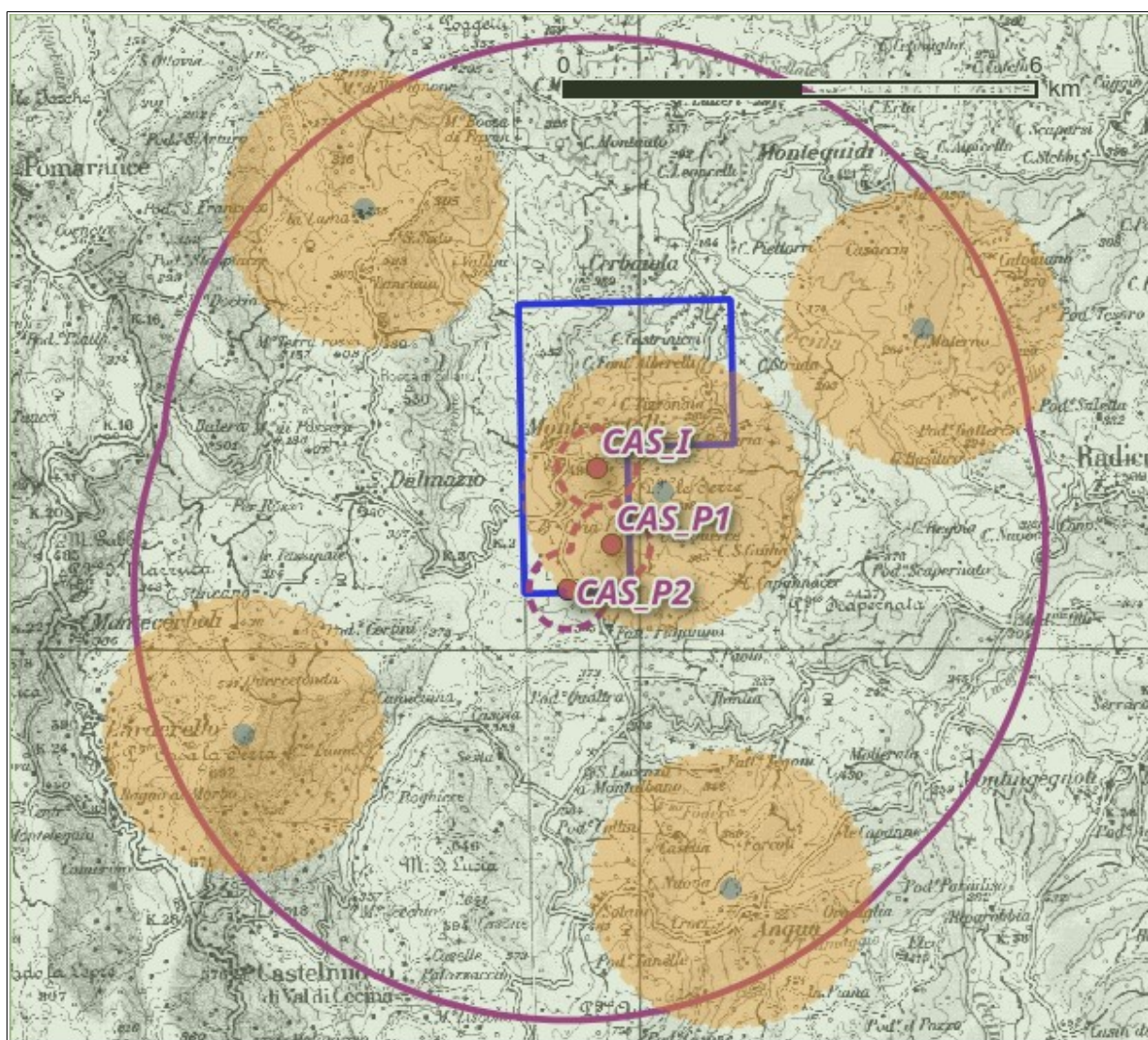


Fig. 66. Posizionamento geografico delle stazioni di rilevamento sismico (cerchi arancio) per il Permesso Castelnuovo “Castelnuovo” (linea blu) rispetto al dominio di rilevazione della sismicità (linea viola continua), ai fondo pozzo (punti viola) e ai buffer delle aree perturbate (linea viola a trattini). Scala grafica.

7.2 METODO DI GESTIONE E ALLERTA

I dati sismici per i primi mesi saranno trasmessi off-line al centro di calcolo o scaricati manualmente sino alla messa a punto del sistema di trasmissione automatico, mentre durante le fasi di perforazione e di coltivazione saranno trasmessi ed elaborati in real time, come previsto dalle linee guida. In tal modo durante l’esercizio sarà garantita la disponibilità tempestiva dei dati essenziali sugli eventi registrati, mediante procedure automatizzate di identificazione, localizzazione, determinazione della magnitudo e pubblicazione o invio dell’evento; saranno inoltre eseguite ulteriori analisi off-line più accurate al fine di una continua caratterizzazione delle condizioni di serbatoio e a di monitoraggio degli eventuali effetti correlati alle attività geotermiche.

La rete nazionale RSN non ha stazioni all’interno del dominio di rilevazione, il quale risulta coperto da un numero limitato di stazioni esterne situate ad alcuni chilometri di distanza (FROS = Frosini; TRIF = Trifonti; SASS = La Sassa, che sul sito <http://cnt.rm.ingv.it/instruments/station/> risultano avviate nel 2010; oltre a queste tre, le stazioni meno distanti sono CSNT = Castellina in Chianti, 2003; CASP = Castiglion della Pescaia, 2007; ARCI = Arcidosso, 2005).

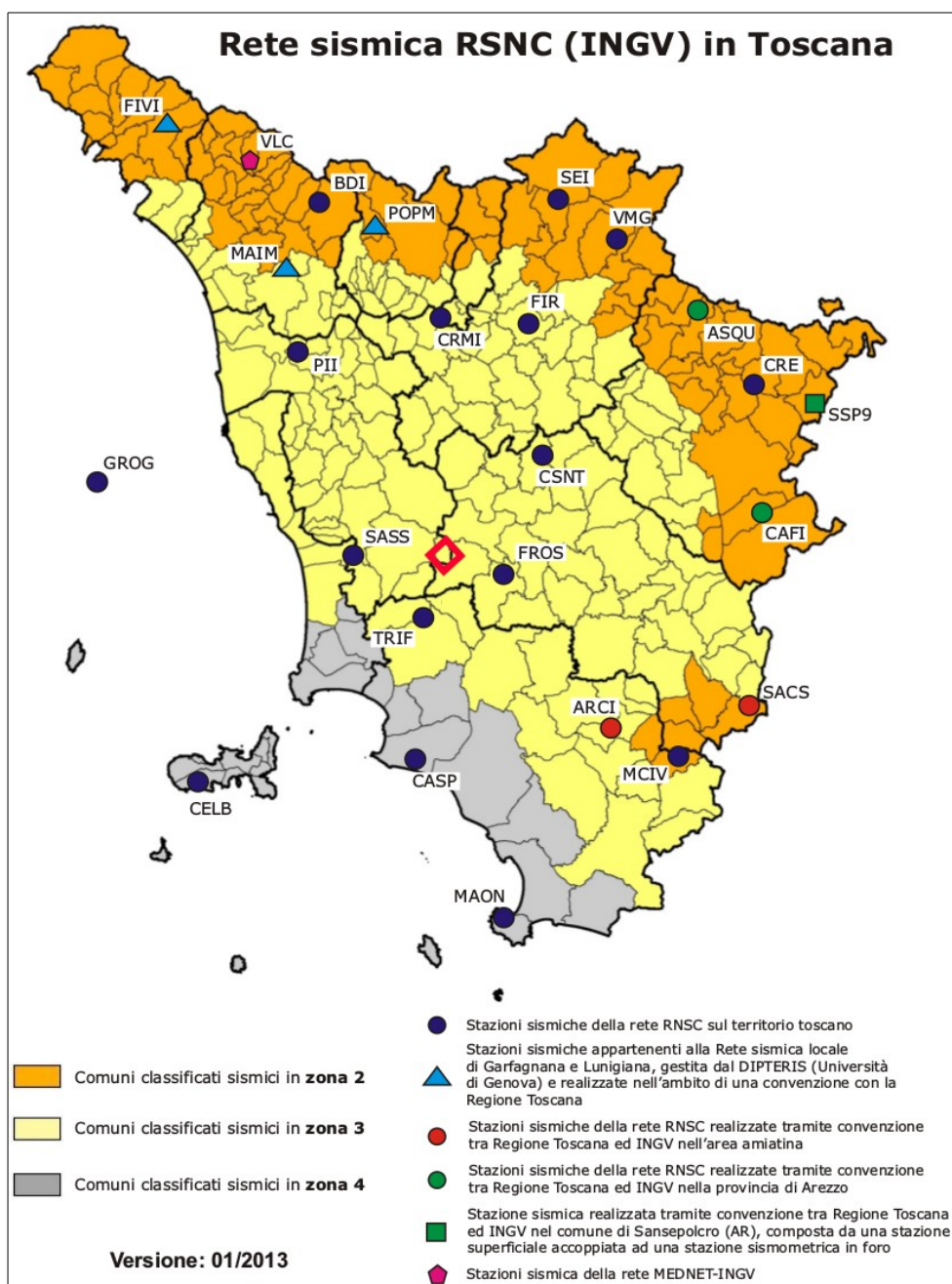


Fig. 67. Consistenza della RNS in Toscana rispetto al sito di interesse (rombo rosso). Da Regione Toscana.

La RSN si compone tipicamente di sensori a larga banda e in circa il 40% dei casi anche di sensori accelerometrici, come riportato nel rapporto INGV "Riassunti estesi del 1° Workshop Tecnico Monitoraggio sismico del territorio nazionale: stato dell'arte e sviluppo delle reti di monitoraggio sismico - Roma 20-21 dicembre 2010" (Delladio, 2011):

Lo standard di riferimento di una stazione sismica remota, indipendentemente dal tipo di strumentazione utilizzata, è attualmente costituito da un acquisitore digitale ad alta dinamica (in generale, a 24 bit nominali), un sensore di velocità a tre componenti a banda estesa (EB), Broad Band, o Very Broad Band, un sensore di accelerazione (Strong Motion) a tre componenti, un sistema di acquisizione dati GPS geodetici, ed un sistema di trasmissione dati mediante canale satellitare o terrestre. Non esiste uno standard omogeneo su tutta la rete. Alla fine del 2010 oltre 160

stazioni centralizzate in tempo reale sono dotate di sensori a banda larga e circa 30 di sensori a banda allargata, cosa che pone ormai la percentuale del parco strumenti a corto periodo assolutamente minoritaria e permette lo sviluppo di tecniche di analisi dati sempre più sofisticate.

Tutti i dati registrati dalla rete di monitoraggio locale da installare saranno messi a disposizione dell'Autorità competente.

Inoltre, ai fini dell'integrazione tecnologica della RSN con la rete locale (la quale potrebbe essere costituita interamente da sensori a breve periodo), almeno una di queste stazioni sarà appositamente realizzata con digitalizzatori 24 bit e con velocimetro *Broad Band*, il cui costo è più elevato rispetto agli *Short Period*. Essa sarà resa disponibile per l'integrazione con la RSN, possibilmente in real-time, mediante un protocollo che dovrà essere definito prendendo indicazioni e accordi direttamente con INGV-CNT.

In accordo a quanto previsto dalle linee-guida saranno inoltre messi a disposizione anche i dati di tutte le stazioni *Short Period* della rete Castelnuovo, che sono maggiormente idonee per le reti di monitoraggio locale ma che hanno alcune caratteristiche che non rispondono allo standard della RSN.

Entro certi limiti i dati acquisiti dalla rete consentiranno anche di discriminare eventi con localizzazioni ipocentrali ad una certa distanza al di fuori del dominio di rilevazione. In tal modo le Autorità così come le comunità locali potranno disporre di informazioni oggettive con le quali documentarsi rispetto a eventuali situazioni di dubbio sugli eventi percepiti o strumentali.

Il sistema di gestione che si intende adottare allo scopo di poter ricavare – e fornire a terzi – gli eventi in real-time e un protocollo per l'eventuale allerta, si basa sull'integrazione di tre parametri fondamentali:

- il livello di **magnitudo** rilevato per ogni evento;
- la **localizzazione ipocentrale** di ogni evento registrato;
- la presenza di **sequenze di eventi correlate** nello spazio e nel tempo.

Ai fini di rispondere alla necessità, già emersa durante lo studio della sismicità strumentale della RSN, di discriminare tra gli eventuali eventi indotti dall'attività della scrivente e gli eventi di altra origine, siano essi naturali o dovuti ad altri operatori, la localizzazione ipocentrale verrà messa in relazione con il volume di serbatoio perturbato, secondo il modello di serbatoio predisposto dalla soc. GeothermEx. Il modello verrà continuamente aggiornato e ricalibrato nel tempo con l'acquisizione di nuovi dati e informazioni.

Inoltre, sempre al fine di una corretta attribuzione di ciascun evento, saranno esaminate le correlazioni dei vari eventi, andando a ricercare, con particolare riferimento alle operazioni di reiniezione, la formazione di cluster ipocentrali nello spazio, nel tempo e nell'evoluzione della magnitudo, in modo da poter identificare e discriminare sia i possibili eventi isolati non correlati alle attività sia sequenze che potrebbero avere origine antropica.

Nella sottostante tabella sono riportati i livelli indicativi dei parametri di monitoraggio suggeriti dalle linee guida ministeriali in funzione della Magnitudo massima; le relative azioni saranno adottate in relazione a quegli eventi che, sulla base dei parametri indicati, risulteranno correlati con le attività.

Livello di Attivazione	Codice Semaforico	M _{Max}	Status	PGA (%g)	PGV (cm/s)
0	Verde	≤1.5	Ordinario	-	-
1	Giallo	1.5-2.2	Attenzione	0.5	0.4
2	Arancio	2.2-3.0	Riduzione delle attività	2.4	1.9
3	Rosso	>3.0	Sospensione delle Attività	6.7	5.8

Tabella 11 - Intervalli o valori indicativi dei parametri di monitoraggio rilevati nel dominio interno di rilevazione (DI) presi a riferimento per la definizione delle soglie. Sono definiti i seguenti parametri: magnitudo massima (Mmax), accelerazione di picco al suolo (PGA) e velocità di picco al suolo (PGV).

7.3 I CRITERI OPERATIVI

1) All'avvio del monitoraggio sismico ("Configurazione 0") saranno installate e messe in esercizio le stazioni, con acquisizione continua dei dati. La trasmissione dei dati avverrà inizialmente off-line o per blocchi, per divenire progressivamente automatizzata e in tempo reale. Saranno configurati gli opportuni protocolli di analisi automatica di localizzazione ipocentrale e stima della magnitudo.

2) Al termine del periodo iniziale la rete sarà in grado di identificare automaticamente gli eventi sismici in (quasi) real-time, adottando un modello di sottosuolo almeno 1D e determinando magnitudo locale e magnitudo momento ("Configurazione 1"); le stazioni broad band saranno connesse alla RSN.

3) Dal momento in cui avranno inizio le operazioni di perforazione in poi, saranno adottati i seguenti criteri di gestione della rete:

- identificazione eventi automatica con controllo incrociato dei dati di produzione;
- reprocessing off-line in caso di eventi, o sequenze, che possano avere correlazioni con le operazioni di produzione, che superino la soglia "di attenzione" del livello 1 o che abbiano comunque particolare interesse;
- invio all'Autorità competente di un catalogo parametrico degli eventi con periodicità mensile;
- invio periodico all'Autorità competente, con periodicità indicativamente semestrale ma che potrà variare in funzione della significatività dei dati raccolti, di un rapporto che includa lo stato di funzionamento della rete e una analisi della sismicità registrata in relazione alle operazioni di produzione.

Nel caso in cui venga riscontrato il superamento della soglia "di attenzione" del livello 1:

- invio automatico all'Autorità competente di eventi o sequenze individuati in automatico dal sistema;
- invio degli eventi a seguito di reprocessing off-line;
- ricerca e analisi delle eventuali correlazioni tra eventi superiori alla soglia "di attenzione" di livello 1 e operazioni e, in caso di eventi correlati, invio all'autorità di comunicazione in merito alle misure di riduzione delle attività adottate o da adottare.

Nel caso in cui venga riscontrato anche il superamento della soglia "di riduzione" del livello 2:

- ricerca e analisi delle eventuali correlazioni tra gli eventi superiori alla soglia "di riduzione" e le operazioni industriali e, in caso di eventi correlati, invio all'autorità di comunicazione in merito alle procedure di sospensione adottate o da adottare.

7.3.1 APPROFONDIMENTI SULLA VALUTAZIONE DELLO "STATO DI SISMICITÀ ANOMALA"

È indispensabile chiarire che cosa si intenda come "stato di sismicità anomala", ma per poter giungere ad una definizione ragionevole della sismicità anomala sono necessarie alcune premesse.

Il verificarsi di un evento superiore alla soglia di $M=3.0$ indicata dalle "linee guida" del MISE (2014) sulla sismicità – le quali, va ricordato, vennero specificamente concepite per le attività di reiniezione in ambito idrocarburi e solo "se opportunamente adattate potrebbero essere adottate anche nel caso di Geotermia" – **non rappresenta affatto una anomalia nell'ambito della sismicità naturale della zona.**

Come già esposto, nel dominio di rilevazione del progetto dato da un raggio di 5 km intorno al "raggio perturbato" dei pozzi (l'area perturbata è rappresentata per eccesso con un raggio di 0.5 km dai fondopozzo) sono stati registrati dalla RSN, dal 1985 ad oggi, già n. 3 eventi di magnitudo compresa tra 3.0 e 3.8 (Fig. 68, come Fig. 20).

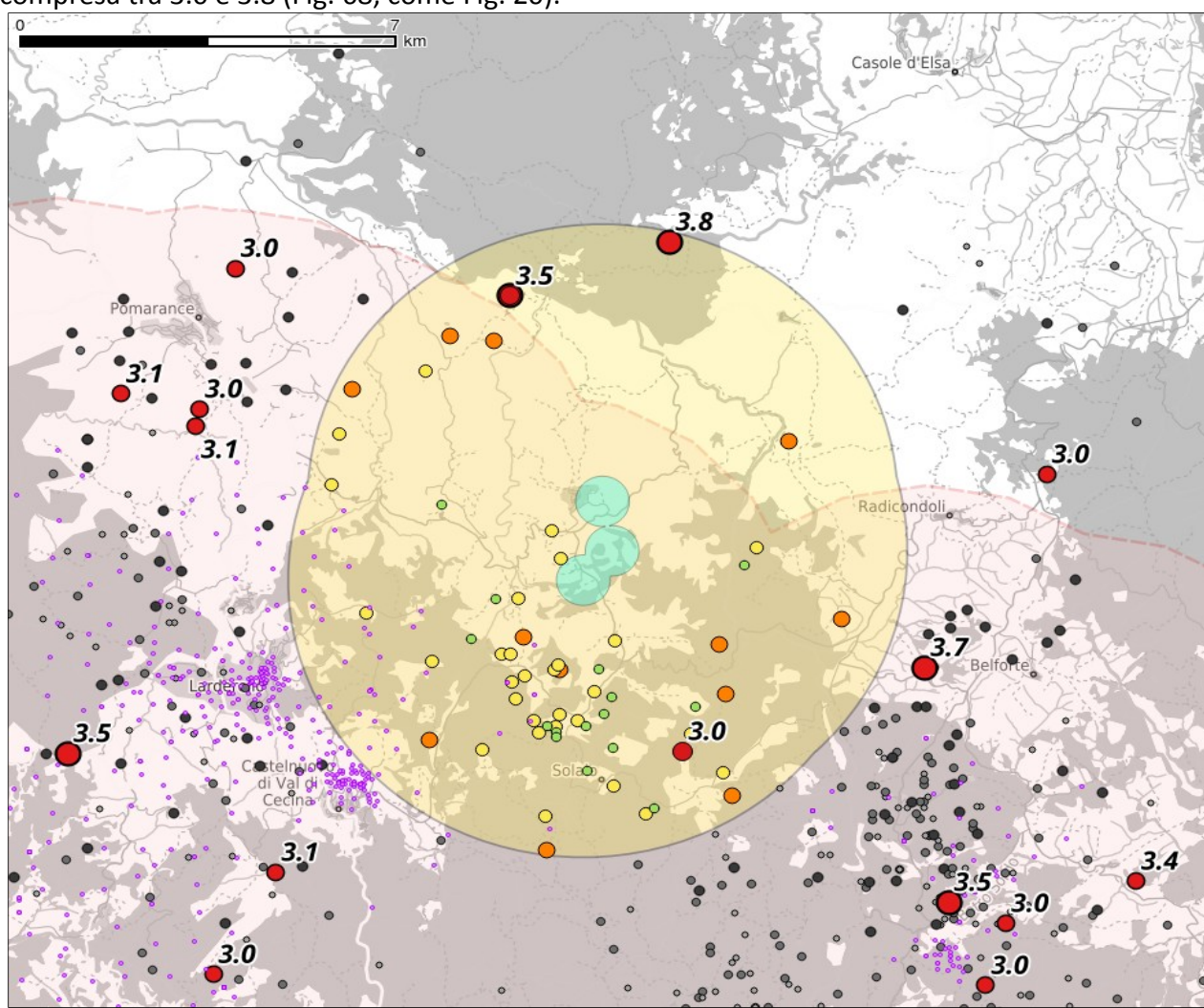


Fig. 68. Mappa degli eventi sismici rilevati dal 1985 dalla RSN nel dominio di rilevazione del progetto, rappresentato dall'area colorata gialla (il raggio "perturbato" attorno ai pozzi è in celeste) e sovrapposizione con il dominio di rilevazione del campo geotermico esistente di Larderello-Travale (area=rosa; pozzi=viola). Gli eventi nel dominio di rilevazione del progetto sono classificati come nella tabella semaforica di cui alle Linee Guida MISE 2014 (verde: $M < 1.5$; giallo: $1.5 \leq M < 2.2$; arancio: $2.2 \leq M < 3.0$; rosso: $3.0 \leq M$). Gli eventi sismici con $M < 3$ registrati al di fuori dal dominio di rilevazione del progetto sono colorati solo per $M > 3.0$, in grigio per quelli inferiori (rosso = $M > 3.5$; arancio = $3.0 < M < 3.5$; grigio scuro = $2.2 < M < 3.0$; grigio medio = $1.5 < M < 2.2$; grigio chiaro = $M < 1.5$.)

Prendendo invece in considerazione un'area più ampia, ad esempio un raggio di 20 km dal sito, risultano registrati n. 25 eventi con $M \geq 3.0$ ("sopra soglia"), ossia più di uno l'anno. L'80% di detti eventi ricade all'interno dell'area geotermica tradizionale, ma ciò non significa che essi siano correlati con le attività geotermiche di Enel Green Power, essenzialmente per due motivi:

- gli eventi con $M \geq 3.0$ non rappresentano una anomalia né rispetto alla sismicità storica dell'area, né rispetto alla zona priva di impianti geotermici adiacente, dove comunque ricade il rimanente 20% degli eventi "sopra soglia" (vedi Fig. 69, come Fig. 19);
- i dati di produzione e reiniezione di EGP (così come i dati della rete sismica locale EGP) non sono mai stati resi pubblici, pertanto anche volendo non è possibile trovare o confutare correlazioni tra le attività geotermiche industriali e la sismicità strumentale.

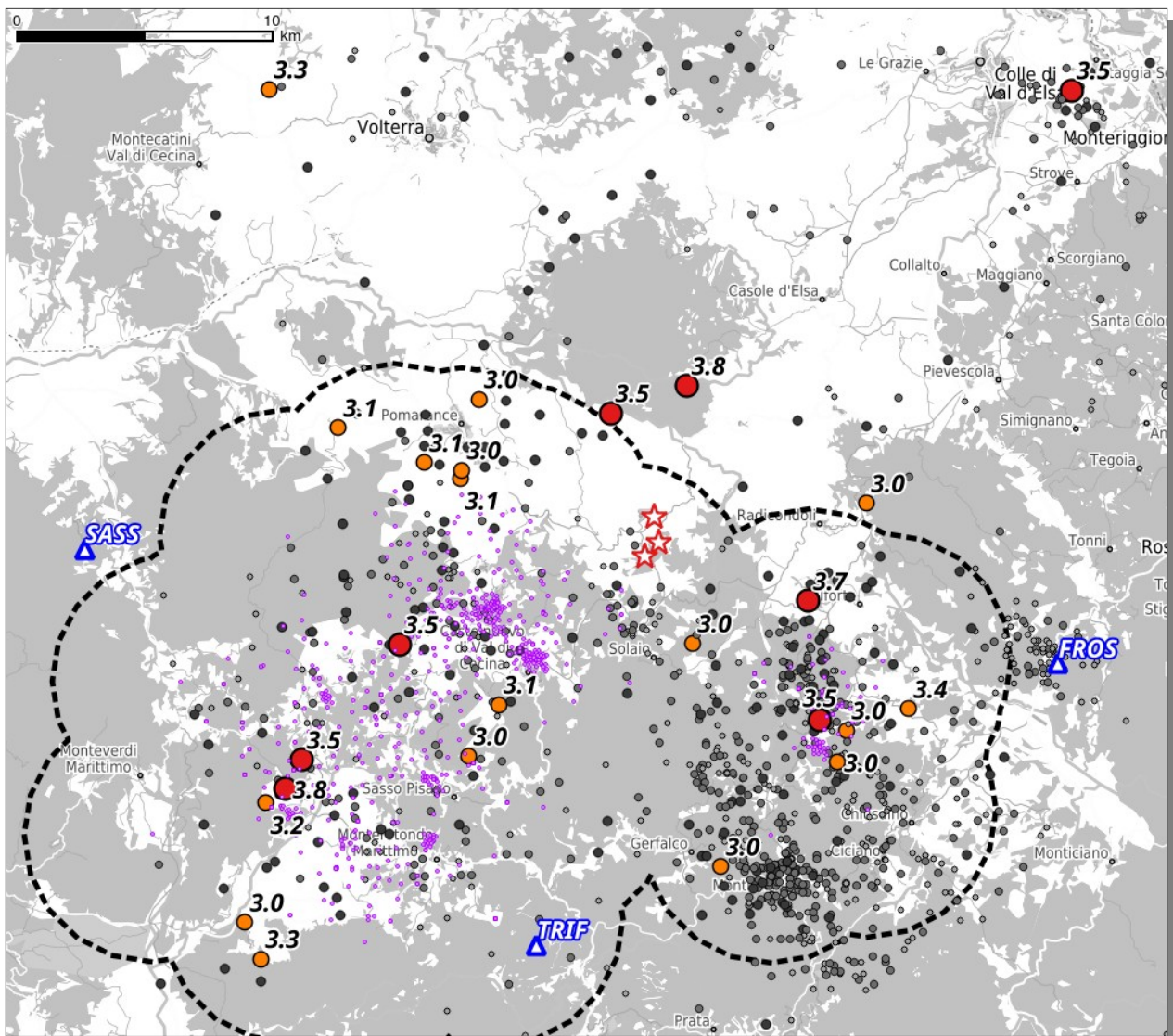


Fig. 69. Mappa degli eventi sismici rilevati dal 1985 dalla RSN in un raggio di 20 km dal sito di progetto (intero riquadro) rispetto al dominio di rilevazione del campo geotermico di Larderello-Travale (bordo nero tratteggiato, costruito con buffer di 5 km attorno ai pozzi). Scala grafica.

Le tre stelle rosse identificano la posizione di fondo dei pozzi di progetto (centro del raggio di 20 km).

I pozzi geotermici del campo geotermico di Larderello Travale, attorno al quale è rappresentato il dominio di rilevazione, sono indicati in viola. Le stazioni della RSN più vicine sono rappresentate da triangoli blu.

Eventi sismici: In rosso = $M > 3.5$; in arancio = $3.0 < M < 3.5$; grigio scuro = $2.2 < M < 3.0$; grigio medio = $1.5 < M < 2.2$; grigio chiaro = $M < 1.5$.

In totale dal 1985 sono stati registrati circa 1000 eventi sismici nel raggio di 20 km dal sito.

L'accadimento di un evento con $M \geq 3.0$, qualora si intendesse applicare la soglia semaforica senza ulteriori criteri di riconoscimento, comporterebbe l'immediata sospensione di tutte le attività industriali di produzione e reiniezione per tutti i pozzi nel cui dominio di rilevazione l'evento dovesse ricadere.

Ciò sarebbe evidentemente assurdo, non solo perché privo di basi scientifiche (l'evento in sé potrebbe pacificamente essere naturale) ma anche perché **in decenni di esercizio delle attività geotermiche nell'area di Larderello-Travale la necessità di interrompere le operazioni non si è mai verificata** né è stata mai richiesta da qualsivoglia Autorità, Ente o cittadino.

Pertanto i due parametri "Magnitudo" e "Localizzazione ipocentrale" non sono sufficienti a discriminare tra sismicità naturale e sismicità indotta o triggerata da azioni antropiche.

Tuttavia la disponibilità di un catalogo sismico dettagliato consente di integrare i due parametri suddetti con un terzo parametro in modo da avere un elemento conoscitivo dirimente tra sismicità naturale e indotta/triggerata. Quest'ultimo parametro consiste nell'**identificazione di (eventuali) sequenze o cluster di eventi correlati nello spazio e nel tempo.**

Il protocollo di gestione del sistema a semaforo richiede quindi che dopo aver identificato un evento "sopra soglia" appartenente al dominio di rilevazione, si proceda ad una analisi tale da far capire se l'evento appartiene ad una sequenza o cluster di eventi, anche di piccolissima magnitudo, che siano correlabili con le operazioni industriali.

In altri termini, al fine di una corretta attribuzione di ciascun evento saranno esaminate le correlazioni spazio-temporali dei vari eventi, andando a ricercare, con particolare riferimento alle operazioni di reiniezione, la formazione di cluster ipocentrali nello spazio, nel tempo e nell'evoluzione della magnitudo, in modo da poter identificare e discriminare i possibili eventi isolati non correlati alle attività a sequenze di altra origine. In altri termini, è solo grazie all'osservazione di un micro-sciame correlato con la posizione del pozzo e con i dati di reiniezione, anteriore all'evento-soglia, che è lecito assegnare a tale evento la caratteristica di sisma indotto/innescato .

Eventi sismici completamente scollegati da qualsiasi sequenza dovrebbero essere classificati come naturali, mentre per eventi sismici appartenenti a cluster non collegati con le operazioni di reiniezione del progetto (o meglio, con il volume influenzato dalle operazioni di reiniezione, secondo il modello di serbatoio) sarebbe necessario ricercare altre cause.

Per il presente progetto è già stato possibile fornire una definizione preliminare del raggio di serbatoio perturbato, secondo il modello di serbatoio predisposto dalla Coc. GeothermEx, che verrà continuamente aggiornato e ricalibrato nel tempo con l'acquisizione di nuovi dati e informazioni.

In conclusione, sebbene le Linee Guida per la Geotermia del 2016 non prevedano più l'adozione delle soglie semaforiche (applicabili invece in ambito idrocarburi), è possibile continuare a prendere a riferimento i livelli indicativi dei parametri di monitoraggio suggeriti in funzione della Magnitudo massima (vedi Tabella 11); le relative azioni saranno adottate solo in relazione ad eventi correlati con le attività sulla base dei parametri indicati, sulla base del protocollo illustrato.

E' altresì possibile, in relazione a eventuali cluster di eventi correlati con le operazioni, adottare criteri di attenzione legati all'aumento della frequenza degli eventi. Tuttavia in questo momento non vi sono dati tali da poter definire un valore attendibile per la frequenza di accadimento "standard" degli eventi sismici indotti/triggerati, né è possibile fare riferimento a dati industriali

simili (Enel Green Poweer) in quanto non accessibili. Sarà quindi necessario aver identificato un consistente dataset di eventi, anche di bassa magnitudo, durante le operazioni per definire il valore di soglia anomala della frequenza di accadimento “standard” degli eventi sismici indotti/triggerati. La definizione del parametro di anomalia sarà pertanto oggetto di una proposta tecnica da discutere ed esaminare in corso d’opera.

8. LA RETE DI MONITORAGGIO DELLA SISMICITÀ

Un idoneo sistema di acquisizione ed elaborazione dati “in real time” verrà installato per consentire il continuo monitoraggio della sismicità e per verificare la sua eventuale correlazione con le attività di reiniezione.

La rete di monitoraggio proposta nella precedente emissione di questo documento avrebbe dovuto essere costituita da sole 4 stazioni localizzate all’interno del titolo. Tale configurazione consentirebbe di rilevare adeguatamente soltanto una parte centrale e limitata del dominio di rilevazione introdotto da pochi mesi dalle Linee Guida sulla Geotermia del MISE. Si ritiene pertanto necessario rielaborare lo schema di installazione della rete in modo tale da garantire una più adeguata copertura geometrica di tutti gli eventi appartenenti al dominio suddetto.

Viene quindi proposto un nuovo schema di installazione della rete di monitoraggio sismico in modo da rispondere ai requisiti minimi previsti dalle linee guida per la configurazione da adottare all’avvio del monitoraggio (cfr. par. 2.3.2.).

Tale rete prevede l’**installazione di n. 5 stazioni di rilevamento** disposte secondo uno schema grossolanamente corrispondente ai vertici e al centro di un quadrato inscritto nel dominio di rilevazione, come da posizioni indicative riportate in Fig. 60.

Il primo anno di esercizio della rete sarà finalizzato non solo all’acquisizione della sismicità “di fondo” preesistente, ma anche a valutare se sia necessario integrare la rete con ulteriori stazioni per raggiungere la capacità di detezione necessaria.

8.1 SCELTA DEI SITI

La scelta puntuale dell’ubicazione di ciascuna installazione rappresenta una delle fasi più delicate che si devono affrontare per avere una buona riuscita nelle successive operazioni di monitoraggio sismico. Dovranno essere attentamente valutati una serie di parametri che spaziano dalla facilità di accesso al sito, necessaria per la realizzazione fisica delle infrastrutture e delle successive fasi di manutenzione, alla copertura del segnale UMTS per lo streaming dei dati, necessaria per un efficace monitoraggio in tempo reale delle operazioni. Nondimeno la scelta dell’ubicazione del sito di monitoraggio dovrà essere supportata da una accurata analisi del rumore ambientale per verificare se i siti attualmente individuati come di possibile interesse, siano effettivamente ottimali per l’installazione della strumentazione.

Per rispondere a questo punto Magma Energy Italia ha già testato un software per lo studio e l’analisi del rumore ambientale nonché i sensori per il campionamento in campagna. L’analisi del rumore partirà dal ricavare la PSD (Power spectral density) mediante un algoritmo che utilizza la fast Fourier Transform in finestre temporali di ampiezza variabile. Una volta ricavate le varie PSD per verificare la corretta stima del rumore ambientale per un dato sito, verrà generata una funzione che quantifichi la densità di probabilità ad una determinata frequenza (PDFs). Un esempio che mostri il risultato dell’analisi sopra descritta è visibile in Fig. 70.

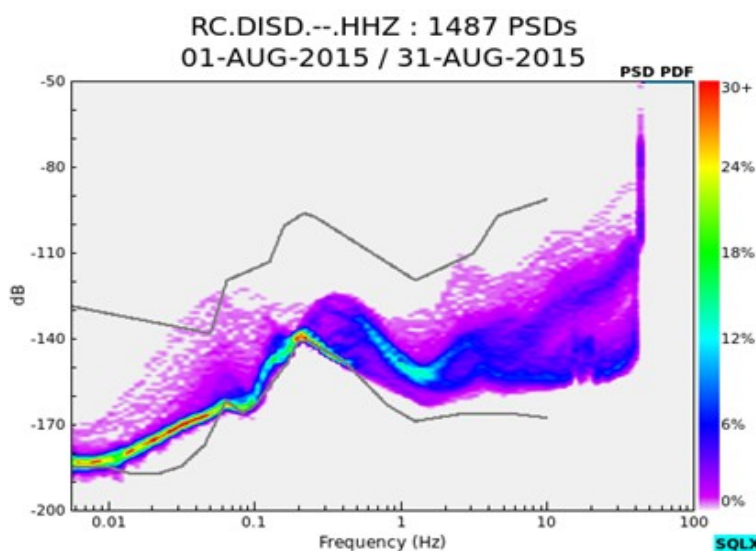


Fig. 70 – Curve di densità di probabilità per la stazione di rilevamento microsismico denominata DISD attualmente in funzione nel P.R. “Roccastrada”

Le PFDs oltre a fornire un criterio per la scelta o meno del sito possono fornirci informazioni anche sul grado di funzionamento della strumentazione una volta installata e sulle possibili operazioni di manutenzione. Come esempio, si riporta le variazioni di rumore giornaliere a due stazioni di monitoraggio per la rete sismica USA (McNamara et al., 2004). Se paragoniamo la Fig. 71A con la Fig. 71B, sono evidenti dei forti disturbi soprattutto per periodi lunghi (frequenze dell’ordine di 0.05 Hz). In questo range di frequenza vengono mostrate delle variazioni anche di 50 dB durante l’intero arco della giornata. Una possibile spiegazione può essere data dalla cattiva coibentazione termica della stazione in A rispetto a quella in B. Per questi ed altri motivi sarà prestata particolare attenzione all’alloggiamento del sensore e degli altri strumenti di cui si compone una stazione di monitoraggio microsismico.

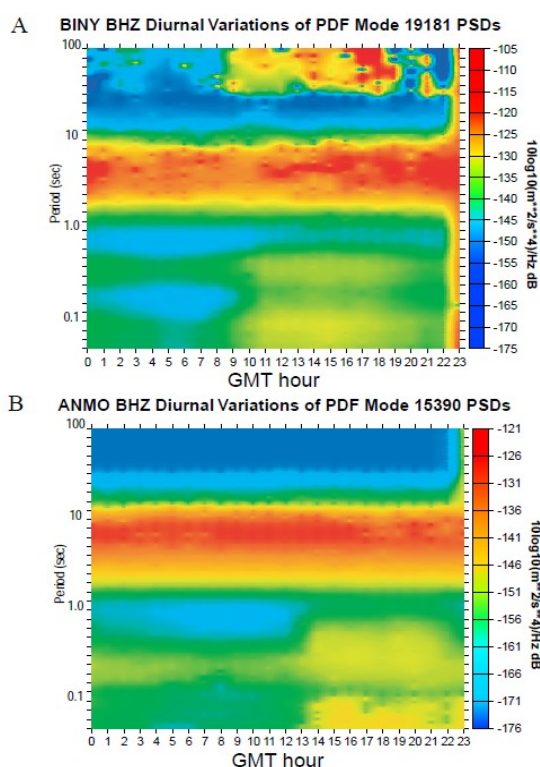


Fig. 71 – Variabilità giornaliera del noise in due stazioni della rete Statunitense ,USNSN e ANSS (McNamara et al.)

La scelta dei siti di monitoraggio sarà, quindi, condizionata dalle misure di rumore sismico di sito. I dati ottenuti verranno elaborati tramite software dedicato, le cui soglie di ampiezza in funzione della frequenza, saranno utilizzate come discriminante per la scelta di un sito o il suo abbandono. La rete di rilevamento così progettata, permetterà di raggiungere nel dominio interno di rilevazione, una accuratezza nella localizzazione ipocentrale di alcune centinaia di metri per terremoti con magnitudo locale M_L compresa tra 0.5 e 1.

8.2 LAYOUT COSTRUTTIVI

Le stazioni di monitoraggio della sismicità naturale prevedono l'installazione di sismometri collegati ad una centralina di acquisizione (digitalizzatore), alimentata o con pannelli fotovoltaici o tramite l'allaccio alla rete. La sincronizzazione temporale tra le stazioni viene assicurata tramite rete GPS. I dati registrati in continuo vengono immagazzinati all'interno del digitalizzatore e trasmessi via rete UMTS ad un centro di calcolo presso la sede Magma Energy. L'installazione richiederà la creazione di piccoli manufatti (come in Fig. 72), per l'alloggiamento della strumentazione e per il supporto dei pannelli fotovoltaici necessari all'alimentazione. Accortezza particolare sarà tenuta per l'alloggiamento del sismometro, il quale verrà posizionato a circa 2 metri di profondità in pozzetti di HDPE con apertura dell'oblò di dimensione tali da permettere l'entrata e uscita di un operatore in tutta sicurezza.

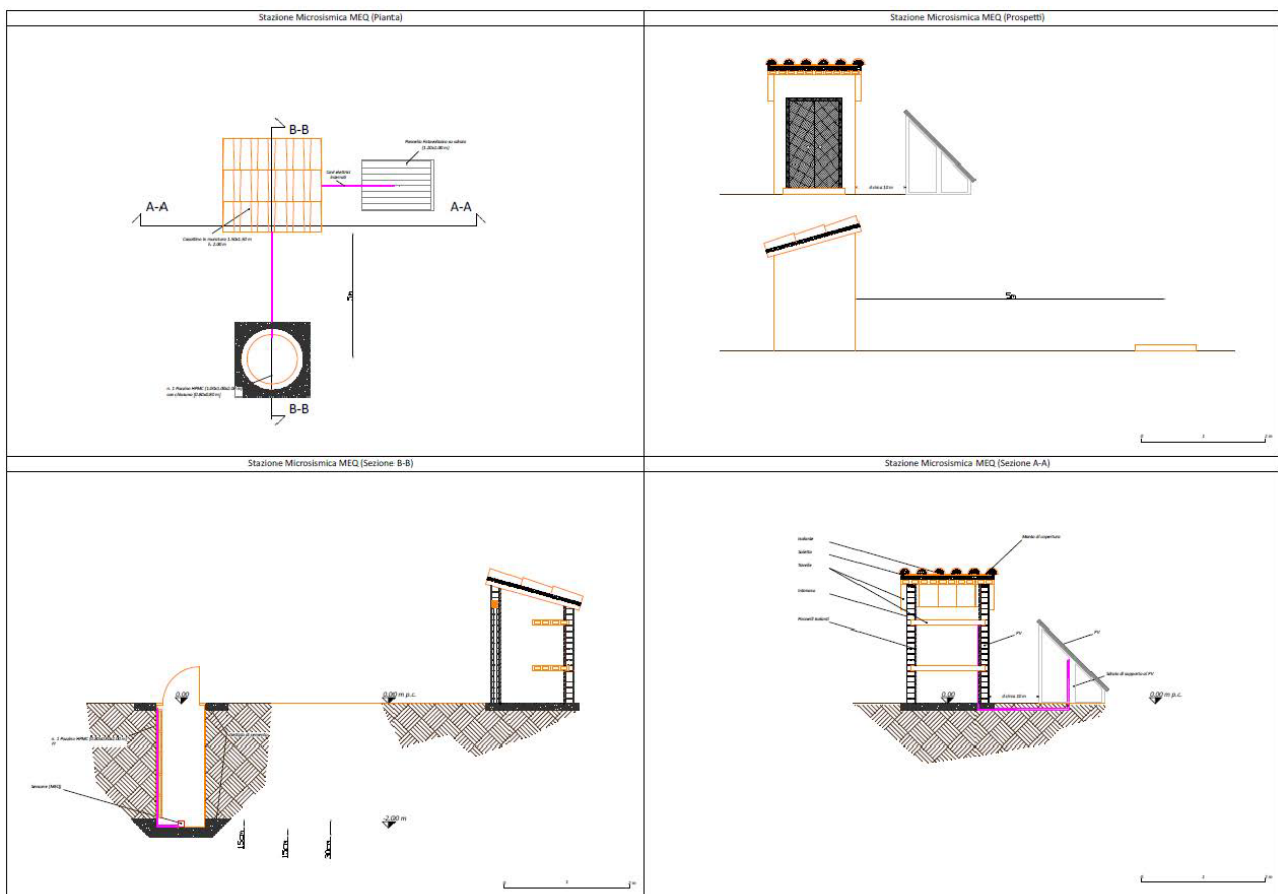


Fig. 72 - Possibile schema di installazione che sarà eseguito nel P.R. Castelnuovo

8.3 INTEGRAZIONE CON LA RETE INGV

La rete sismica nazionale RNS-INGV in un ampio intorno del progetto Castelnuovo è attualmente costituita da n.4 stazioni, denominate FROS (Frosini), TRIF (Trifonti), CSNT (Castellina in Chianti) e MAGO (Magona), quest’ultima appena avviata (gennaio 2017).

Dette stazioni risultano essere in rete dalle seguenti date:

Stazione	Messa in esercizio	Data di messa in rete RSN
TRIF	~ 1985	17 maggio 2010
FROS	~ 1985	1 giugno 2010
CAST	?	1 marzo 2003
MAGO	2017 ?	11 gennaio 2017

Risultano invece dismesse le stazioni di GRLF (Gerfalco), che è rimasta in rete dal 2003 sino a data ignota, e di SASS (La Sassa), in rete dal maggio 2010 all’ aprile 2011.

Nell’immagine che segue (Fig. 66) è rappresentata la posizione delle stazioni della RSN su un’area di circa 86x56 km, ossia circa 4800 km², con centro sul progetto.

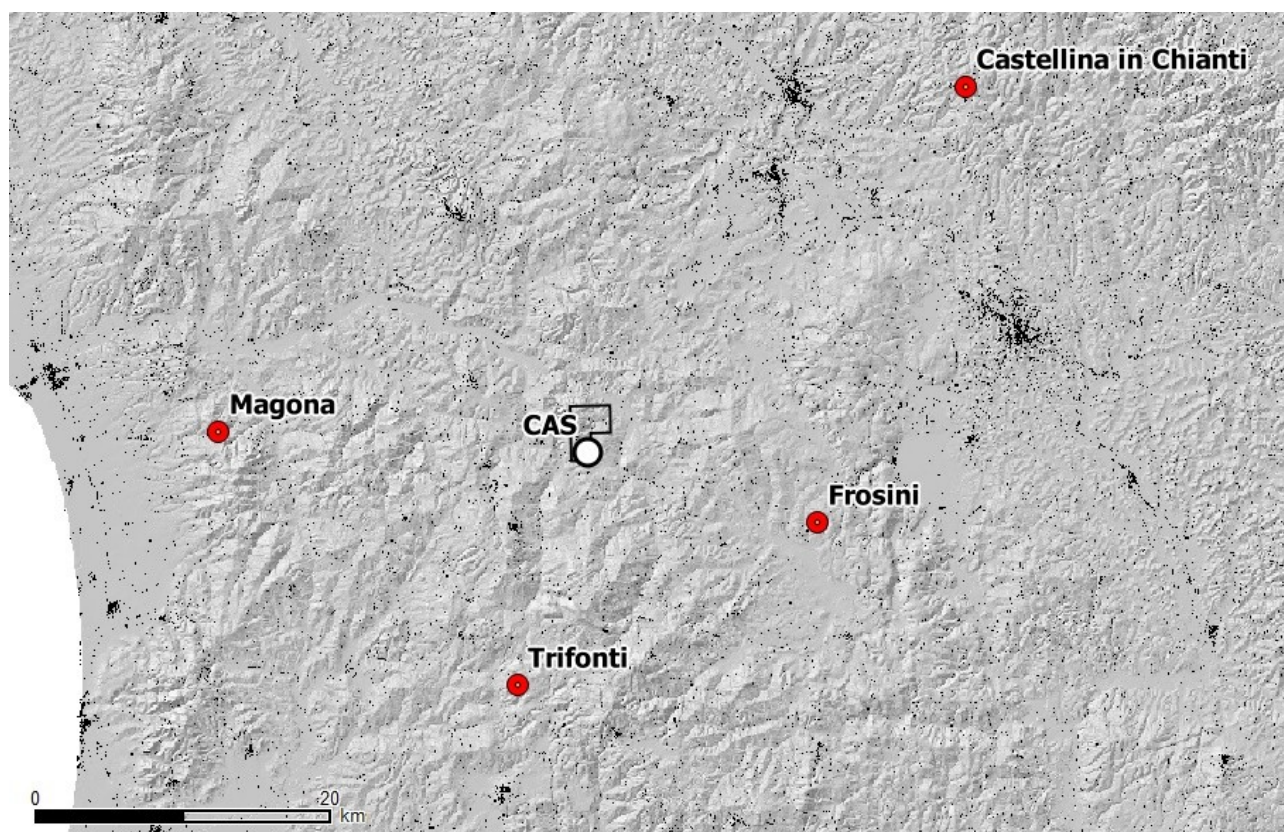


Fig. 73 - Stazioni sismiche della RNS rispetto al progetto Castelnuovo. Scala grafica, area circa 86x56 km.

In merito alla copertura delle stazioni nell’area, che è stata definita “scarsa”, si osserva che è solo a partire dal 1985 che le Autorità hanno iniziato a monitorare con alcune stazioni della RSN l’area geotermica di Larderello-Travale, cui il permesso Castelnuovo è contiguo. **Tale rete non è stata concepita per eseguire un monitoraggio dettagliato come quello richiesto dalle recenti linee guida sulla geotermia. Tuttavia è anche ragionevole arguire che se in oltre 30 anni la copertura della rete non è stata incrementata, ciò sia dovuto all’assenza di concrete motivazioni tecniche**

e/o preoccupazioni in merito ai possibili rischi di sismicità indotta. Va infatti tenuto presente che la produzione geotermica è attiva da oltre un secolo, le operazioni di reiniezione sono state avviate alla fine degli anni '70 e nello stesso periodo è stata avviata la realizzazione della prima rete sismica locale di ENEL (i cui dati sono purtroppo indisponibili e non accessibili).

Per quanto riguarda l'integrazione della costruenda rete di monitoraggio locale con la rete RNS-INGV, già nel 2012 la soc. Magma Energy Italia (parte di RGT - Rete Geotermica Toscana S.r.l.) ebbe due incontri con l'INGV, sede di Roma, per definire le modalità con le quali realizzare stazioni sismiche di caratteristiche idonee ad essere implementate nella RSN.

Le caratteristiche di base da adottare per la strumentazione sono le seguenti:

Sismometro:

- triassiale, broadband ($T_{\max} = 20 \div 120$ s, $f_{\max} \geq 200$ Hz);

Digitalizzatore:

- Risoluzione 24 bit;
- Risoluzione effettiva 23 bit (i.e. 138 dB) a 200 Hz;
- Ricevitore GPS interno per sincronizzazione temporale dei segnali con accuratezza dell'ordine dei micro-secondi;
- Registrazione in continuo;
- Formato dei dati in accordo con lo standard internazionale miniSeed.

Inoltre può essere ritenuto idoneo un sistema di telemetria digitale mediante trasmissione UMTS. Il sistema deve avere un sistema di alimentazione autonomo, con regolatore di carica e batterie in grado di garantire un backup di alcuni giorni.

Come già esposto, nella ricerca e individuazione dei siti per l'installazione delle stazioni si prevede di eseguire delle misure di rumore, con restituzione delle densità di probabilità di potenza spettrale del rumore per ciascuna componente del moto del suolo a ciascun sito.

I **protocolli di trasferimento dei dati** verranno definiti secondo le specifiche richieste che saranno formulate da INGV, che rispettano degli standard internazionali.

Mentre inizialmente è ammesso che i dati possano essere scaricati per pacchetti (manualmente o via ftp) e processati off-line, prima dell'avvio delle operazioni di perforazione la trasmissione dati dovrà essere configurata in real-time; nel momento in cui la trasmissione real-time sarà pronta, secondo la specifica tecnica INGV, la stazione sarà idonea per essere inclusa nella RNS e sarà sufficiente assegnare gli opportuni indirizzi di invio.

8.4 TECNICHE DI ANALISI DEI DATI

Per la caratterizzazione degli eventi sismici si intende seguire il processo schematizzato nella Fig. 67.

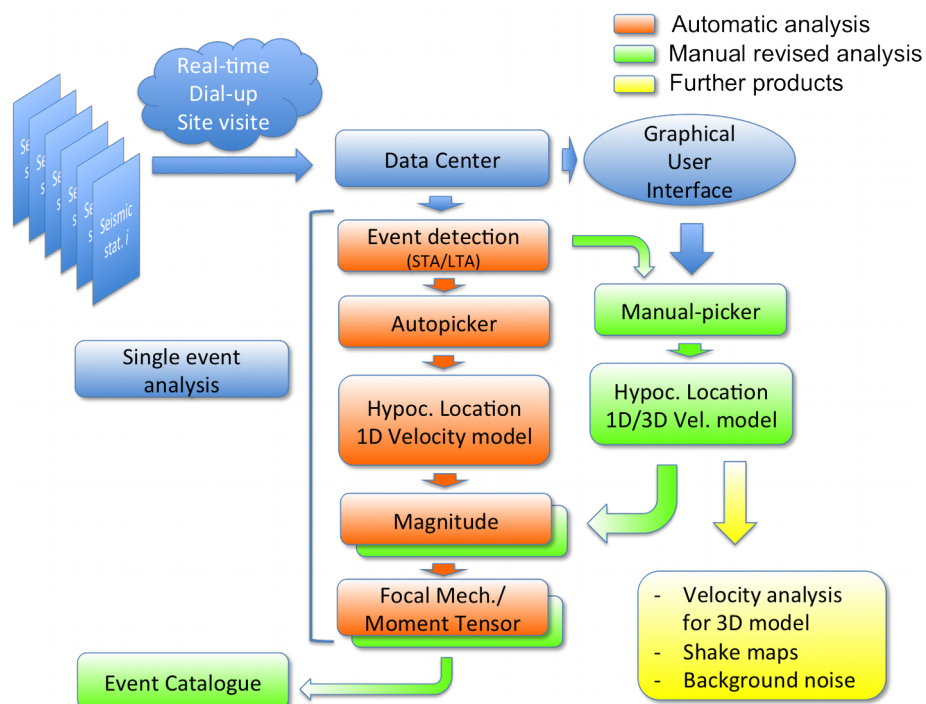


Fig. 74. Schema di processo per l'analisi del singolo evento.

I dati registrati alla stazione sismica verranno trasferiti al centro di calcolo, inizialmente su richiesta (dial-up) o scaricati manualmente con visite regolari in sito, in seguito in real time.

L'identificazione dei possibili eventi registrati dalla singola stazione avverrà mediante una routine automatica di trigger STA/LTA (*short-time-average/long-time-average*), ossia di un algoritmo standard implementato in tutti gli acquisitori, comunemente utilizzato nelle applicazioni weak-motion che cercano di registrare il massimo numero possibile di eventi sismici. Il trigger STA/LTA sarà associato ad un meccanismo di picking automatico della fase P.

L'elaborazione STA/LTA sulla singola stazione è finalizzata a identificare e costruire un log tutti i potenziali eventi sismici, che includono un certo numero di falsi eventi, da utilizzare nel processing di rete. a) Ogni identificazione di stazione deve essere considerata come un possibile segnale di fase P; b) per identificazioni registrate su un certo numero di stazioni, nell'arco di una predeterminata finestra temporale, verrà eseguita una determinazione ipocentrale mediante codici di calcolo (es. Hypoellipse, HypoDD); c) la serie delle determinazioni ipocentrali, compresa di determinazione dei parametri ipocentrali (magnitudo, meccanismo focale) va a costituire un bollettino degli eventi. Tale procedura sarà interamente automatizzata.

Le determinazioni possono essere migliorate mediante re-picking eseguito manualmente dall'operatore, possibilmente anche della fase S ove leggibile, e rilocalizzazione ipocentrale, aggiornando il catalogo degli eventi.

Nel tempo la rilocalizzazione potrà essere resa più accurata dopo aver sviluppato e tarato specifici modelli di velocità per ogni stazione.

Una volta che sia stato costruito un catalogo eventi accurati, i segnali saranno analizzati con tecniche più avanzate, per migliorare la conoscenza dell'area monitorata (esempi in Fig. 68).

Analisi di questo tipo vanno oltre gli standard industriali e potranno essere sviluppate da ricercatori specializzati che operino in Istituti o Centri di ricerca sismologici.

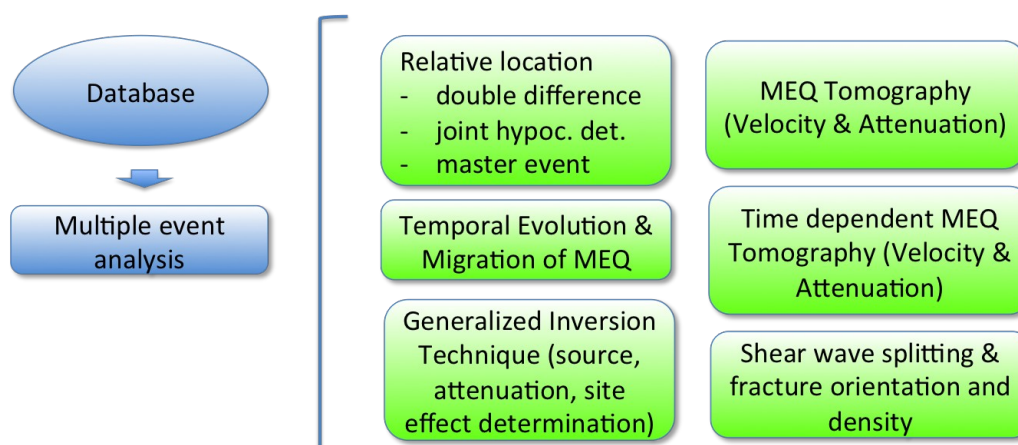
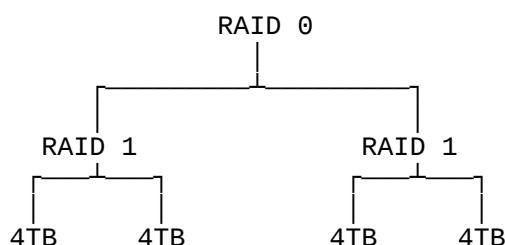


Fig. 75. Analisi multiple degli eventi.

8.5 STORAGE E DISPONIBILITÀ DEI DATI

La registrazione dei dati di un sensore velocimetroco per 1 ora con frequenza di campionamento pari a 200Hz nel formato standard miniseed, accettato a livello internazionale, occupa tipicamente circa 1 MB (Megabyte) di memoria fisica. Per archiviare i dati acquisiti in 1 anno da una rete sismica costituita da n. 5 stazioni a 3 componenti, attiva 24/7, è quindi richiesto uno spazio di circa $[(0.001 \text{ GB/ora} \times 3\text{comp.} \times 5 \text{ staz.}) \times 24 \text{ ore} \times 365 \text{ gg}] \approx 130 \text{ GB}$.

Una semplice soluzione di storage è costituita da un sistema NAS, attivo 24/7, dotato più dischi in configurazione RAID, in modo tale da garantire la ridondanza dei dati contro le rotture meccaniche dei dischi (ad esempio in configurazione RAID 1+0 con n. 4 HDD, come nello schema sottostante).



I dati archiviati possono essere messi a disposizione configurando sul NAS un server FTP per l'accesso e lo scaricamento degli stessi da remoto, via internet, da parte di un client.

Questa rappresenta una soluzione semplice ma solida, in quanto consente sia di gestire "fisicamente" l'archivio dati direttamente nel centro di calcolo, dove solitamente si ha anche la necessità di accedervi via Gigabit Ethernet, sia di consentire il loro scaricamento via Internet (FTP). Ovviamente possono esistere varie altre soluzioni integrative e/o alternative (es. cloud) che garantiscano la disponibilità dei dati verso l'esterno.