

PERMESSO DI RICERCA DI RISORSE GEOTERMICHE FINALIZZATO ALLA SPERIMENTAZIONE DI UN IMPIANTO PILOTA DENOMINATO "CORTOLLA"

COMUNI DI MONTECATINI VAL DI CECINA – PROVINCIA DI PISA

PROPONENTE:

R.T.I.

Raggruppamento Temporaneo di Impresa



PROGETTO DEFINITIVO

NUMERO ELABORATO:

CRT-RP01-A15-V00

TITOLO:

Sismicità Indotta e Innescata

DATA:

Febbraio 2017

PROGETTISTI:

RENEWEM S.r.l

Via Norvegia n° 68 - 56021 Cascina (PI) - ITALIA

UFFICI:

Renewem srl

Via Norvegia n° 68 - 56021 Cascina (PI) - ITALIA
tel. 0039 050 6205317 fax. 0039 050 0987814

Cosvig

Via T. Gazzei n° 89 - Radicondoli (SI) - ITALIA
tel. e fax. 0039 0577 752950

REVISIONE

DATA		NOTE
REV.1		
REV.2		
REV.3		

QUESTO DOCUMENTO E' DI PROPRIETA' DELLA SOCIETA' RENEWEM S.r.l. - OGNI RIPRODUZIONE DEVE ESSERE ESPRESSAMENTE AUTORIZZATA



**PERMESSO DI RICERCA DI RISORSE GEOTERMICHE
FINALIZZATO ALLA SPERIMENTAZIONE DI UN
IMPIANTO PILOTA DENOMINATO “CORTOLLA”**

COMUNI DI MONTECATINI VAL DI CECINA – PROVINCIA DI PISA

PROCEDURA DI VALUTAZIONE DI IMPATTO AMBIENTALE

Sismicità Indotta e Innescata

RENEWEM S.R.L.

Gruppo di lavoro:

Dott. W. Luperini

Dott. F. Martini

Dott. N. Sannino

INDICE

PREMESSA	1
INTRODUZIONE	2
1 FISICA DEL PROCESSO	3
2 ANALISI DELLA SISMICITÀ.....	5
2.1 ANALISI DELLA SISMICITÀ IN UN INTORNO DI 50 KM	10
2.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ IN UN INTORNO DI 5 KM.....	15
3 SISMICITÀ INDOTTA/INNESCATA DAGLI IMPIANTI GEOTERMICI FUNZIONANTI IN ITALIA E NEL MONDO	17
3.1 SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI ITALIANI.....	17
3.1.1 <i>Larderello - Travale - Mt. Amiata</i>	17
3.1.2 <i>Torre Alfina - Latera - Cesano</i>	26
3.1.3 <i>Ferrara</i>	30
3.2 LA SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI DEL MONDO, ALCUNI ESEMPI	31
3.2.1 <i>California</i>	31
3.2.1.1 The Geysers	31
3.2.1.2 Coso.....	32
3.2.2 <i>Filippine</i>	33
3.2.2.1 Palinpinon and Tongonan.....	33
3.2.3 <i>Francia</i>	34
3.2.3.1 Soultz-sous-Forets.....	34
3.2.4 <i>Svizzera</i>	36
3.2.4.1 Basilea.....	36
3.2.5 <i>Nuova Zelanda</i>	38
3.2.5.1 Wairakei-Tauhara.....	38
3.2.5.2 Rotokawa.....	38
3.2.6 <i>Islanda</i>	39
3.2.6.1 Krafla.....	39
3.2.6.2 Laugaland.....	39
3.2.6.3 Hengill.....	40
4 SISMICITÀ INDOTTA/INNESCATA, ALCUNE CONSIDERAZIONI.....	41
5 MASSIMO TERREMOTO ATTESO PER IL PROGETTO CORTOLLA.....	4

6 DOCUMENTAZIONE CONSULTATA.....7

PREMESSA

La presente relazione ha lo scopo di fornire le indicazioni e i chiarimenti in merito alla Sismicità indotta ed innescata.

Sono stati pertanto eseguiti:

- a) una rassegna della sismicità storica nell'area risalendo alle epoche più lontane riportate dai cataloghi esistenti. In questo contesto sono stati riportati i maggiori sismi avvenuti in passato con epicentro in Toscana, quelli con epicentro in un'area di 50 km dall'impianto e quelli con epicentro in un'area di 5 km dall'impianto.
- b) uno studio dettagliato sulla presenza di faglie attive in un'area di almeno 5 km attorno all'impianto;
- c) una ricognizione della letteratura esistente, sulla base della quale è stata fornita:
 - Un'analisi statistica sulla sismicità indotta/innescata dagli impianti geotermici funzionanti in Italia e nel mondo, correlandola alle modalità di coltivazione del campo stesso;
 - Una rassegna dei lavori teorico/sperimentali che correlano la microsismicità indotta, (frequenza degli eventi e massima magnitudo rilevata) con le caratteristiche sismiche e strutturali dell'area e le modalità di coltivazione del campo geotermico, (ad esempio ai volumi interessati a sovrappressioni/sottopressioni di cui al punto precedente).

Sulla base di dette analisi è stata fatta una stima del massimo sisma che può essere innescato dalla coltivazione del campo.

INTRODUZIONE

L'attività microsismica è una caratteristica ben conosciuta dei sistemi geotermici ed è legata alla presenza e al movimento di fluidi all'interno delle rocce, quindi a fattori del tutto naturali. Recenti studi sostengono che anche l'attività di reiniezione dei fluidi geotermici possa indurre attività sismica, ma sempre di tipo microsismico (Batini et alii, 1980a, 1980b; Carabelli et alii, 1984, Batini et alii, 1990).

Si tratta di fenomeni legati alla coltivazione dei campi geotermici che in particolari condizioni possono dare origine a questi fenomeni. Molti campi geotermici coltivati per più di 25 anni non hanno mai mostrato l'instaurarsi di fenomeni di sismicità indotta (Bromley, 2012). L'esperienza maturata nel tempo in numerosi campi geotermici ha comunque verificato che i terremoti indotti dalla attività mineraria sono di tipo microsismico caratterizzati da frequenti scosse di bassissima magnitudo rilevabili solo strumentalmente. Tuttavia, poiché si verificano a bassa profondità, gli eventi più forti in alcuni casi possono essere sentiti anche in superficie. Dei centinaia di campi geotermici convenzionali in coltivazione solo pochi hanno indotto eventi sismici di magnitudo tale da essere avvertiti dalla popolazione durante le normali attività di estrazione e reiniezione e comunque questi eventi non hanno determinato la riduzione delle operazioni di coltivazione (Bromley, 2012).

I livelli di sismicità indotta (numero e magnitudo) dipendono dalle condizioni naturali del sistema geotermico in termini di stress e orientazione e ubicazione delle faglie. In aree tettoniche attive, alti livelli di sismicità naturale sono comuni e le faglie possono essere già sottoposte a stress al punto che cambiamenti nelle condizioni naturali possono indurre fenomeni sismici (Bromley, 2012).

Sebbene negli anni l'esperienza maturata su questo aspetto sia cresciuta, tuttavia ad oggi non esiste ancora un metodo analitico che permetta di discriminare con certezza gli eventi sismici naturali da quelli indotti. L'unico parametro ritenuto indicativo del rapporto tra attività mineraria e terremoti è la correlazione in termini di spazio e tempo tra operazioni di reiniezione e accadimento di eventi sismici rilevati tramite strumenti nelle immediate vicinanze dei pozzi.

Un'analisi dettagliata su tale aspetto è già stata trattata all'interno della documentazione presentata all'interno dell'elaborato CRT-RP01-A06-V00-Proposta di piano di monitoraggio, contestualmente all'attivazione della procedura di VIA, tuttavia in questo contesto è stato approfondito l'argomento, con particolare riferimento alla sismicità indotta.

Si deve precisare che nel presente lavoro non è stato possibile eseguire un'analisi statistiche sui dati reperiti in letteratura riguardanti l'attività sismica correlata a operazioni di iniezione. Infatti uno studio statistico necessita di una conoscenza in termini di informazioni numeriche (volumi iniettati, tempo di durata della prova, numero di eventi sismici registrati) molto dettagliata e comprendente un numero molto alto di casi. Ad oggi i dati e le informazioni pubblicate sulle prove di coltivazione dei

campi geotermici sono sempre parziale e tendono a fornire solo le indicazioni principali. Ciò nonostante si è cercato ugualmente di estrapolare alcune osservazioni, anche se non di tipo numerico, dalla documentazione consultata al fine di comprendere meglio il fenomeno della sismicità indotta/innescata nei campi geotermici in coltivazione nel mondo.

1 FISICA DEL PROCESSO

Per la descrizione dei processi fisici che controllano le condizioni per le quali si ha la formazione di fenomeni di sismicità indotta si fa riferimento a quanto contenuto nel lavoro di Claudouhs et alii (2010).

La sismicità indotta è associata a cambiamenti nel campo dello stato di stress o della pressione dei fluidi nella crosta terrestre legati alle attività di estrazione o iniezione di fluidi durante la coltivazione di campi ad olio, a gas o in campi geotermici.

Secondo questi autori la sismicità indotta (SI) legata a processi di iniezione di fluidi nel sottosuolo avviene quando la pressione del fluido nella faglia o nelle fratture raggiunge un valore critico oltre il quale la forza di attrito che impedisce lo scorrimento della faglia viene superato.

Lo scivolamento dinamico di una faglia in condizioni di SI ha inizio ad una pressione critica del fluido (P_c) che riduce lo stress effettivo normale (σ_{eff}) attraverso un piano di faglia pre-esistente così che lo stress di taglio critico o di rottura (τ_c) viene superato.

Assumendo una profondità costante, si ha:

$$\sigma_{eff} = \sigma_n - P_c$$

e

$$\tau_c = \sigma_{eff} * \mu$$

Dove σ_n è lo stress normale al piano di faglia e μ è il coefficiente di frizione statico sul piano di faglia.

Per la sismicità indotta la pressione critica è una combinazione della pressione iniziale o *in situ* prima dell'iniezione, P_0 , e del cambiamento della pressione applicato, ΔP_c , necessario a causare lo scivolamento:

$$P_c = P_0 + \Delta P_c$$

Assumendo una tavola d'acqua vicino alla superficie, P_0 sarà leggermente minore della pressione idrostatica, P_h . Comunque, le tavole d'acqua in aree geotermiche sono molto profonde, portando a condizioni sottopressurizzate ($P_0 \ll P_h$). Condizioni artesiane o di sovrappressione ($P_0 > P_h$) possono comunque esistere. In generale, per la sismicità

indotta da iniezione la pressione critica potrà essere raggiunta riempiendo un pozzo con acqua e pompando:

$$P_c = P_h + P_{wp} - P_{fric}$$

Dove P_{wp} è la pressione a testa pozzo e P_{fric} sono le perdite di flusso per attrito lungo il pozzo e lungo il percorso del flusso nelle fratture. Esiste comunque la possibilità che in aree che presentano naturalmente condizioni di sottopressione ($P_0 \ll P_h$), la pressione critica possa essere raggiunta prima del completo riempimento del pozzo con il fluido e di aver applicato una pressione a testa pozzo:

$$P_c < P_h$$

ΔP_c dipende dall'ambiente tettonico in cui è ubicato il pozzo e può essere relativamente piccolo in ammassi rocciosi già o comunque vicini a condizioni stress critico, per esempio quegli ammassi rocciosi che hanno già avuto esperienze di sismicità naturale.

ΔP_c non può essere determinata con precisione prima dell'iniezione. La massima variazione effettiva della pressione o l'aumento della pressione, ΔP_{max} , di un progetto di iniezione dipenderà dallo scopo e dal piano di iniezione e dalla capacità di monitorare la sismicità e di controllare la pressione.

Da quanto illustrato quindi emerge che è di estrema importanza per affrontare il tema della sismicità indotta lo sviluppo di un piano di monitoraggio e di controllo delle pressione.

2 ANALISI DELLA SISMICITÀ

In merito alla sismicità storica sono stati raccolti i dati ad oggi disponibili tramite i seguenti database:

- portale ISIDE (Italian Seismological Instrumental and parametric Data-baseE);
- portale INGV (<http://cnt.rm.ingv.it/>);
- catalogo CPTI15 (*Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015*);
- catalogo CSI (Catalogo della Sismicità Italiana dal 1981-2002).

In particolare il portale ISIDE (*ISIDE working group (2016) version 1.0, DOI: 10.13127/ISIDE*) verrà assorbito da quello dell'INGV facendo da catalogo di riferimento unico a livello nazionale.

I dati risultanti da questa raccolta sono stati inseriti in un sistema GIS in modo da poter fornire rappresentazioni grafiche chiare e mirate. Vista anche la grande mole di dati nelle figure successive gli eventi sismici sono quindi stati suddivisi in base alla magnitudo. Più nel dettaglio sono stati presi i range indicativi proposti dal Ministero all'interno delle Linee guida per il monitoraggio della sismicità in modo da rendere più immediata la visione della localizzazione degli eventi in base alla loro importanza.

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

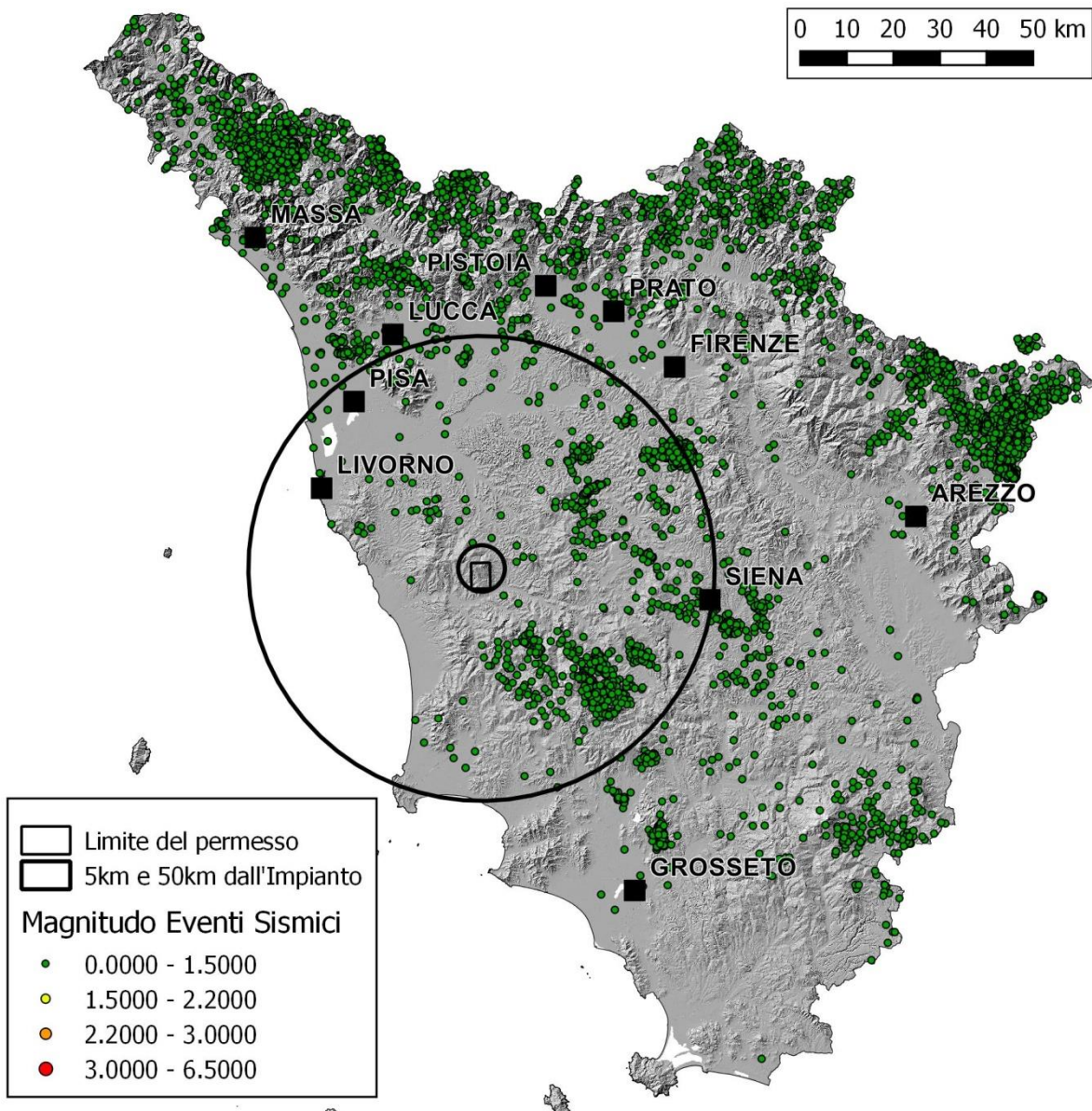


Figura 2-1. Epicentri dei terremoti con magnitudo inferiore a 1,5 raccolti dal portale ISIDE e tramite l'INGV relativamente alla Toscana. Sono riportati anche i raggi rappresentanti 5 km e 50 km di distanza dall'impianto.

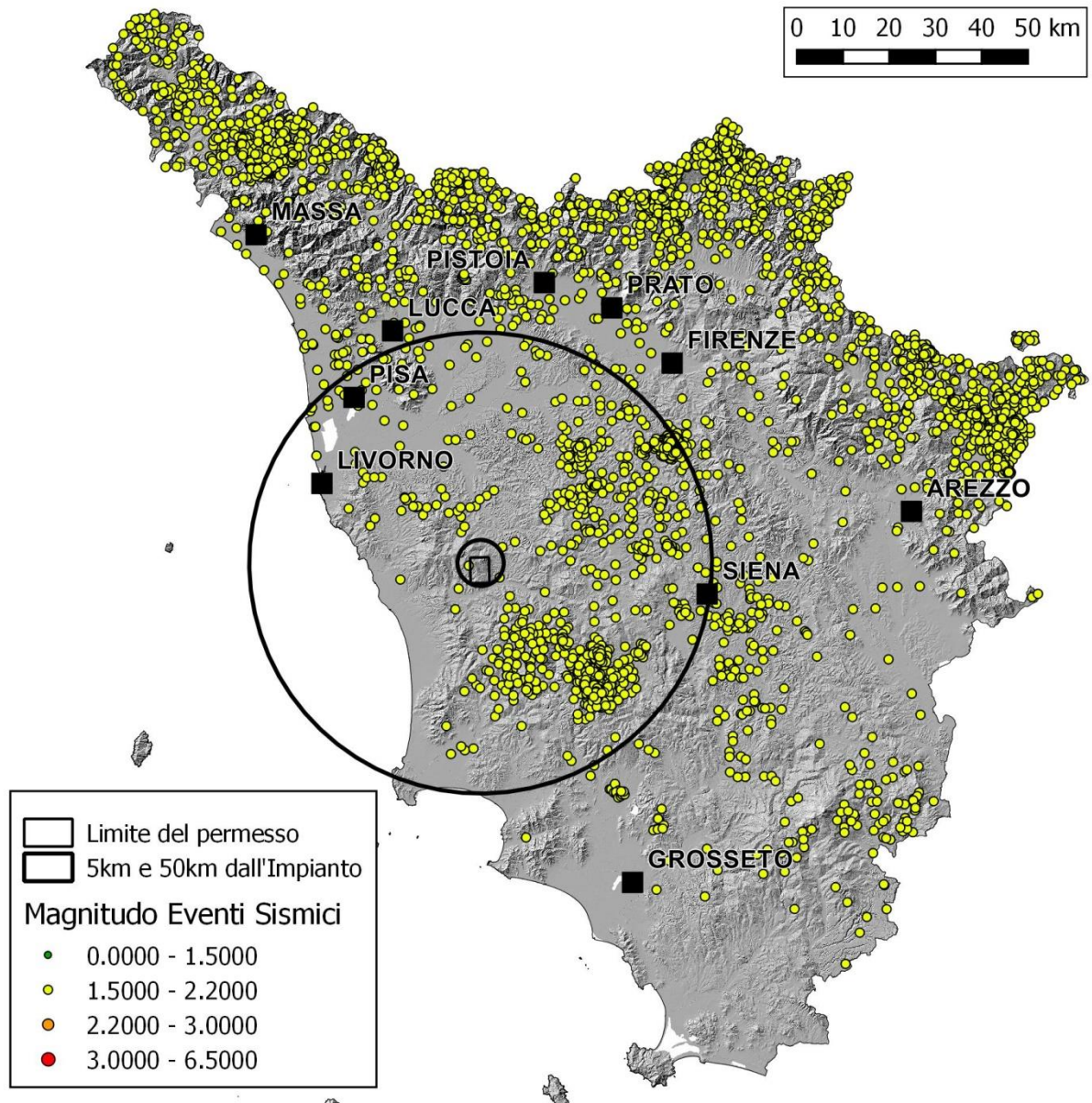


Figura 2-2. Epicentri dei terremoti con magnitudo compresa tra 1,5 e 2,2 raccolti dal portale ISIDE e tramite l'INGV relativamente alla Toscana. Sono riportati anche i raggi rappresentanti 5 km e 50 km di distanza dall'impianto.

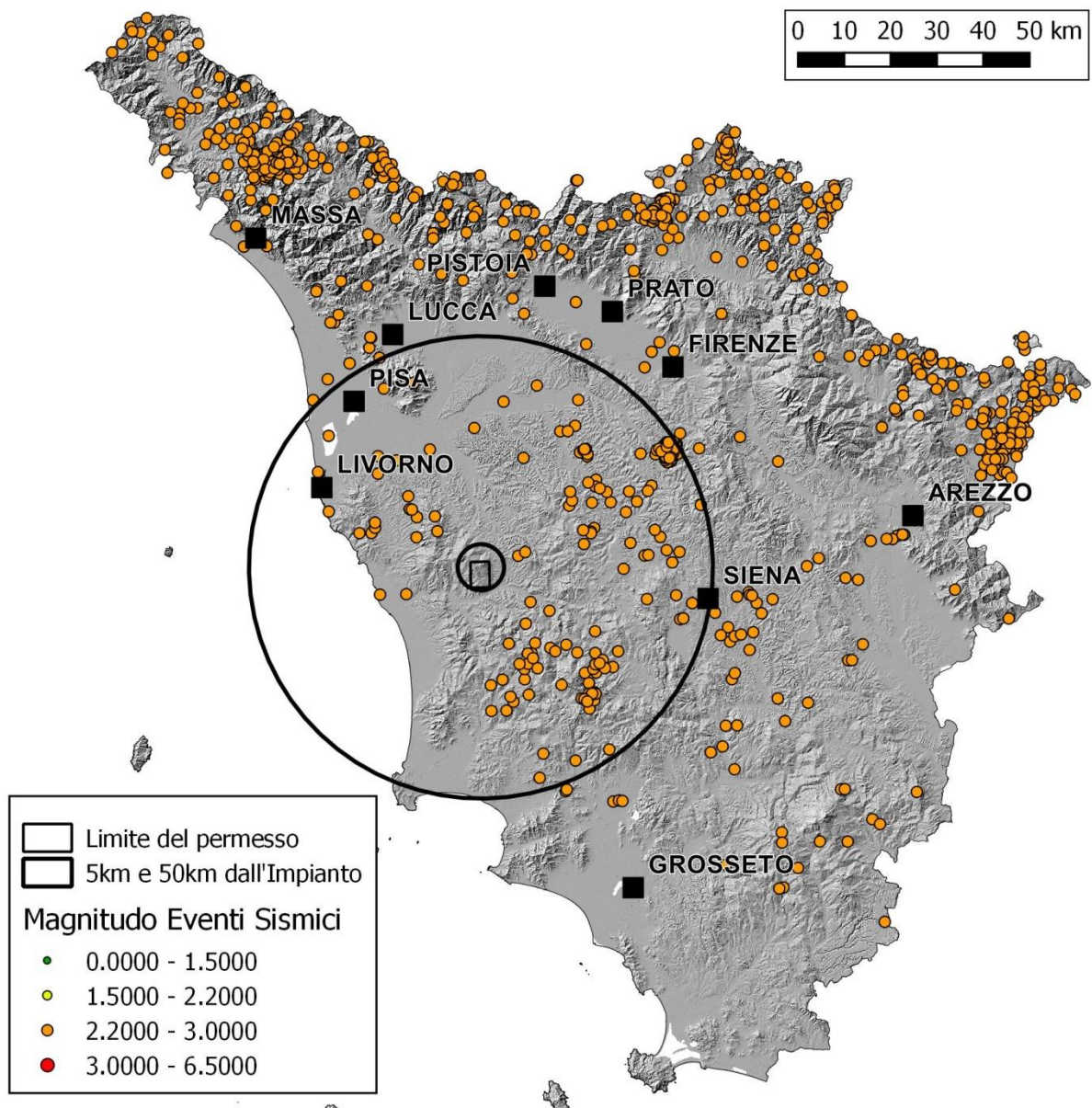


Figura 2-3. Epicentri dei terremoti con magnitudo compresa tra 2,2 e 3,0 raccolti dal portale ISide e tramite l'INGV relativamente alla Toscana. Sono riportati anche i raggi rappresentanti 5 km e 50 km di distanza dall'impianto.

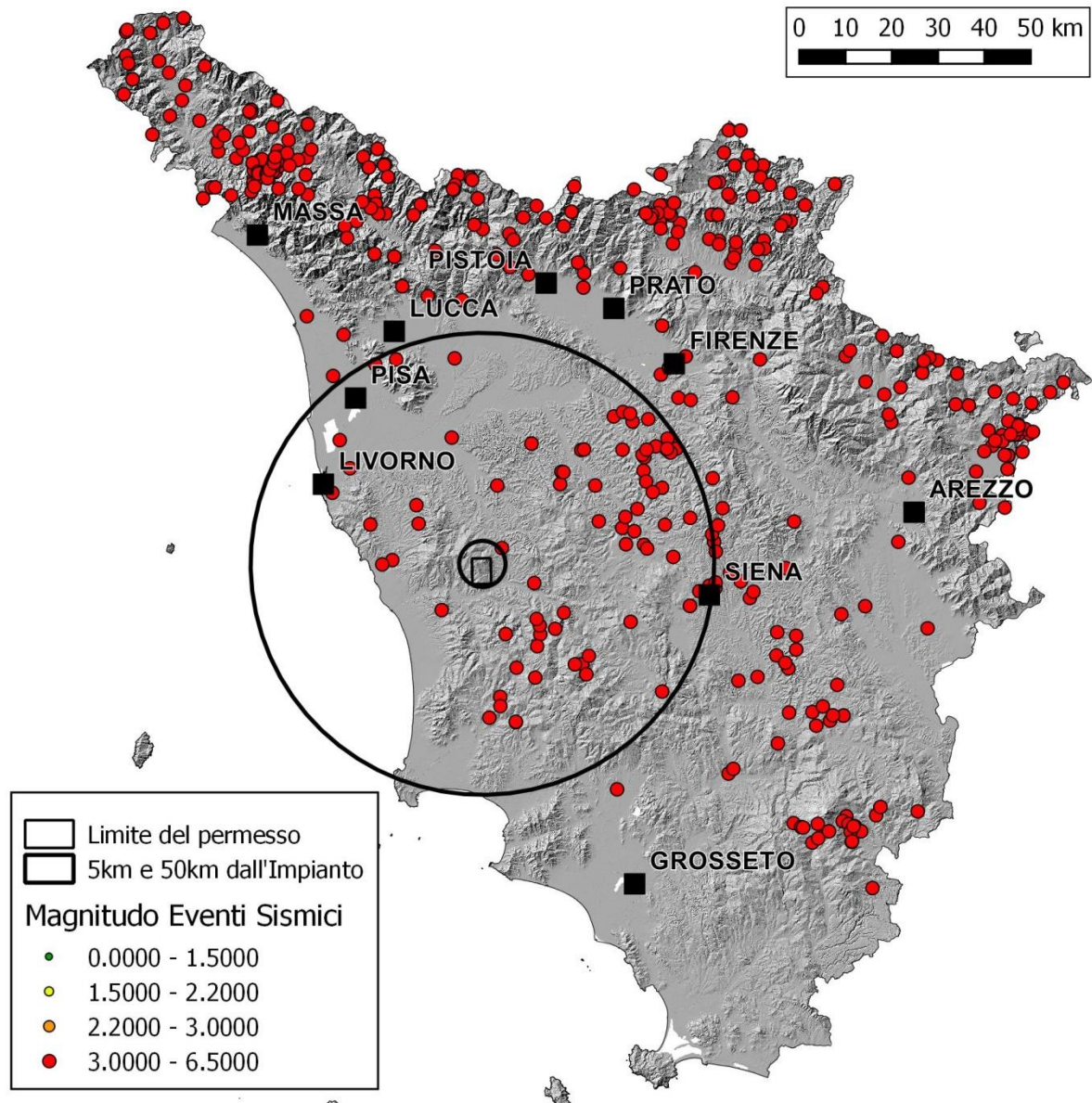


Figura 2-4. Epicentri dei terremoti con magnitudo maggiore di 3,0 raccolti dal portale ISIDE e tramite l'INGV relativamente alla Toscana. Sono riportati anche i raggi rappresentanti 5 km e 50 km di distanza dall'impianto.

Dai dati risulta che in oltre 200 anni, su quasi 13.000 eventi riscontrati in tutta la Toscana, in un raggio di 5 km dall'area di impianto è avvenuto un solo evento sismico, di magnitudo pari a 1,7. In un raggio di 50 km chiaramente gli eventi riscontrati aumentano drasticamente ma nell'analisi della localizzazione di tali eventi risulta evidente come solo quelli di magnitudo inferiore si concentrino nelle aree geotermiche tradizionali mentre quelli più importanti si concentrano nelle aree appenniniche e sono diffusi e delocalizzati nel resto della Regione.

Dall'analisi statistica effettuata sui terremoti avvenuti in Toscana sono risultati 11 eventi con magnitudo superiore a 5 negli ultimi 100 anni di cui solo 2 negli ultimi 50 anni. In generale il 96% degli eventi ha avuto magnitudo inferiore a 3 (Figura 2-5).

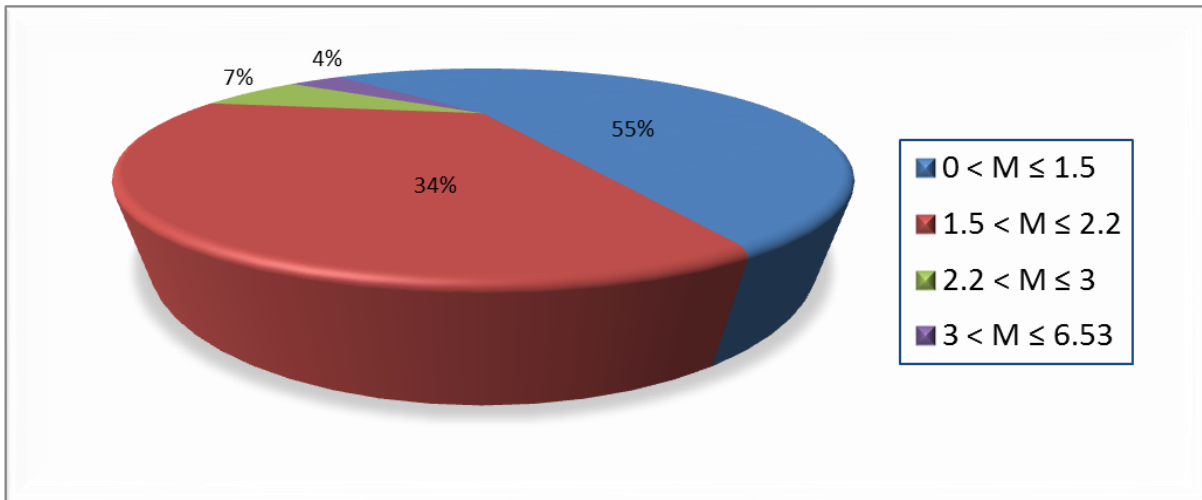


Figura 2-5. Diagramma a torta rappresentante la distribuzione della magnitudo negli eventi riscontrati in Toscana

Per quanto riguarda la profondità gli eventi riscontrati ricadono in gran parte nel range 6-12 km (Figura 2-6), circa 3 eventi su 4.

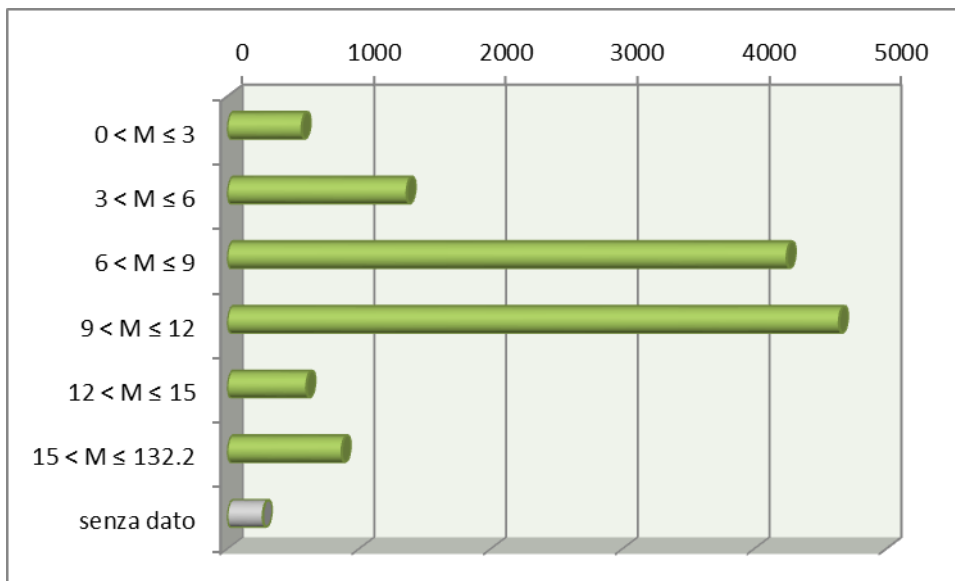


Figura 2-6. Diagramma rappresentante la distribuzione della profondità negli eventi riscontrati in Toscana.

2.1 ANALISI DELLA SISMICITÀ IN UN INTORNO DI 50 KM

Come emerso in sede di richiesta di integrazioni è stato approfondito lo studio sulla sismicità in un raggio di 50 km dal sito di progetto. Tuttavia è necessario evidenziare come questa area risulti estremamente più grande di quella potenzialmente interessata dal progetto stesso e infatti vi ricadono anche contesti geologici molto differenti.

Come visibile in Figura 2-7 la distribuzione delle magnitudo degli eventi occorsi in un raggio di 50 km dall'impianto è conforme a quella dell'intera Regione Toscana con una maggiore presenza di eventi con magnitudo compresa tra 1,5 e 2,2 rispetto a quelli con magnitudo inferiore a 1,5. Questa differenza può essere spiegata con la maggiore

influenza dell'attività geotermica nell'area di Larderello-Travale, che genera eventi prevalentemente in questo range di magnitudo. La percentuale di eventi sopra 2,2 di magnitudo rimane praticamente invariata e quelle di eventi sopra 3 di magnitudo cala dell'1%, ad ulteriore dimostrazione che l'attività geotermica non provoca sismicità significativa.

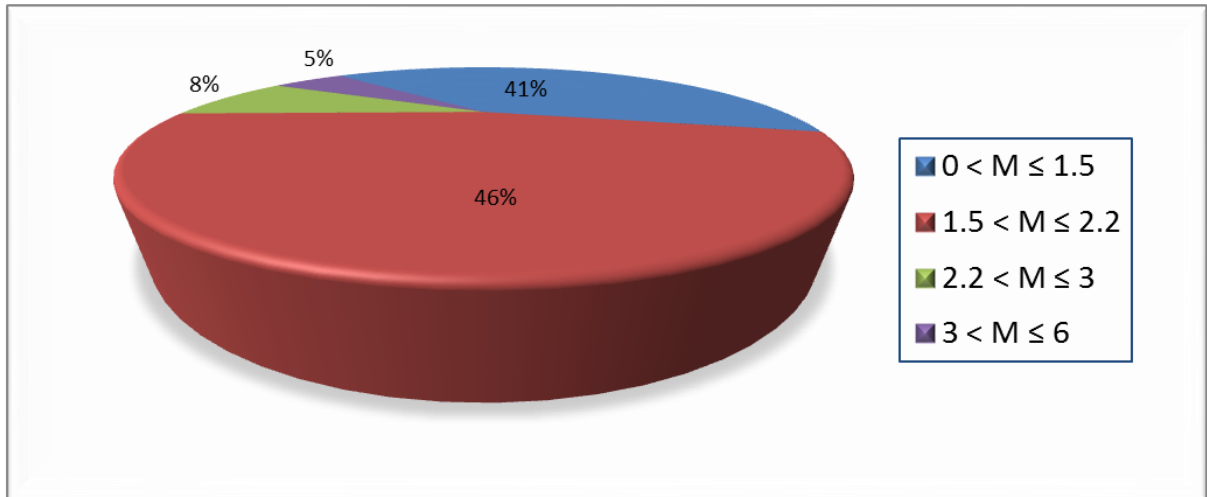


Figura 2-7. Diagramma a torta rappresentante la distribuzione della magnitudo negli eventi riscontrati in un raggio di 50 km dall'impianto.

Per quanto riguarda gli eventi più significativi avvenuti in un raggio di 50 km dall'impianto sono stati riscontrati 15 eventi con magnitudo maggiore di 5 (Figura 2-8) con un distribuzione leggermente sbilanciata verso Siena e Firenze. Di questi 15 eventi infatti solo 3 ricadono in un'area di 30 km dall'impianto. Il maggiore evento riscontrato in questa area è avvenuto nel 1846 circa 15 km a nord-ovest dall'area di progetto e ha avuto una magnitudo di 6.

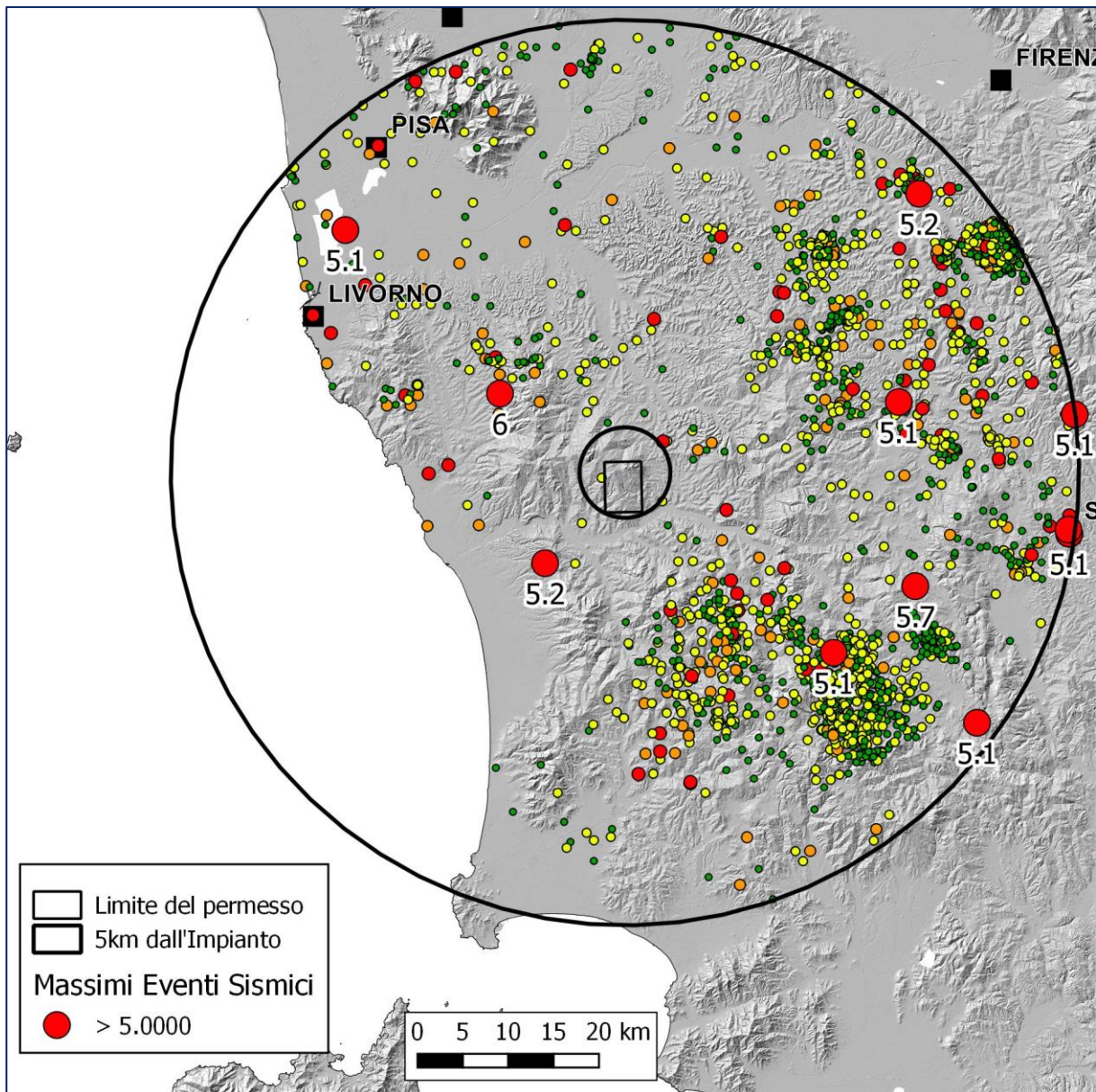


Figura 2-8. Eventi sismici con magnitudo superiore a 5 avvenuti in un raggio di 50 km dall'impianto fino al 2016.

Avvicinandosi all'area di impianto sono stati riscontrati altri due eventi significativi:

- Evento del 1853 con magnitudo 4,7 (circa 12 km di distanza);
- Evento del 1802 con magnitudo 4,2 (circa 17 km di distanza);

L'unico evento con magnitudo superiore a 3 prossimo all'impianto è avvenuto il 09/06/2016 a poco più di 5 km dall'impianto ed ha avuto magnitudo 3,3 e una profondità di 15,5 km.

Anche per quanto riguarda la profondità gli eventi riscontrati la distribuzione conferma quanto già espresso per l'intera regione con una prevalenza di eventi nel range 6-12 km (Figura 2-6).

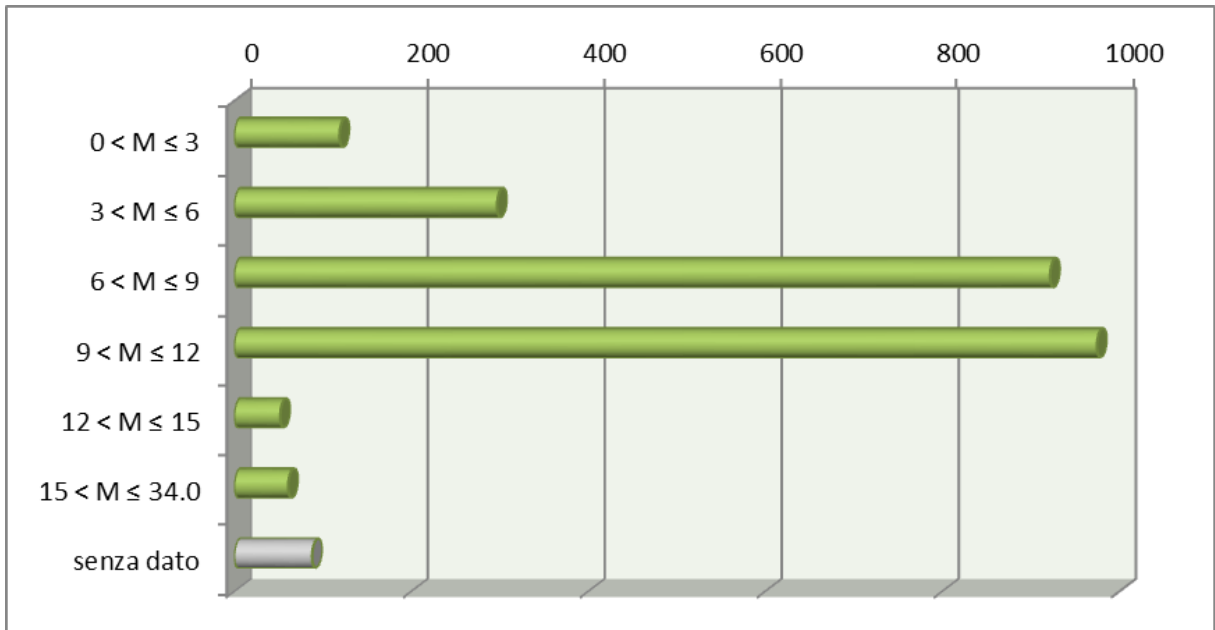


Figura 2-9. Diagramma rappresentante la distribuzione della profondità negli eventi riscontrati in un raggio di 50 km dall'impianto.

In merito a possibili correlazioni Magnitudo-Profondità dalla Figura 2-10 non emerge alcuna associazione. Purtroppo la maggior parte degli eventi di grande magnitudo derivano dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15) che però riporta pochissimi valori di profondità degli eventi.

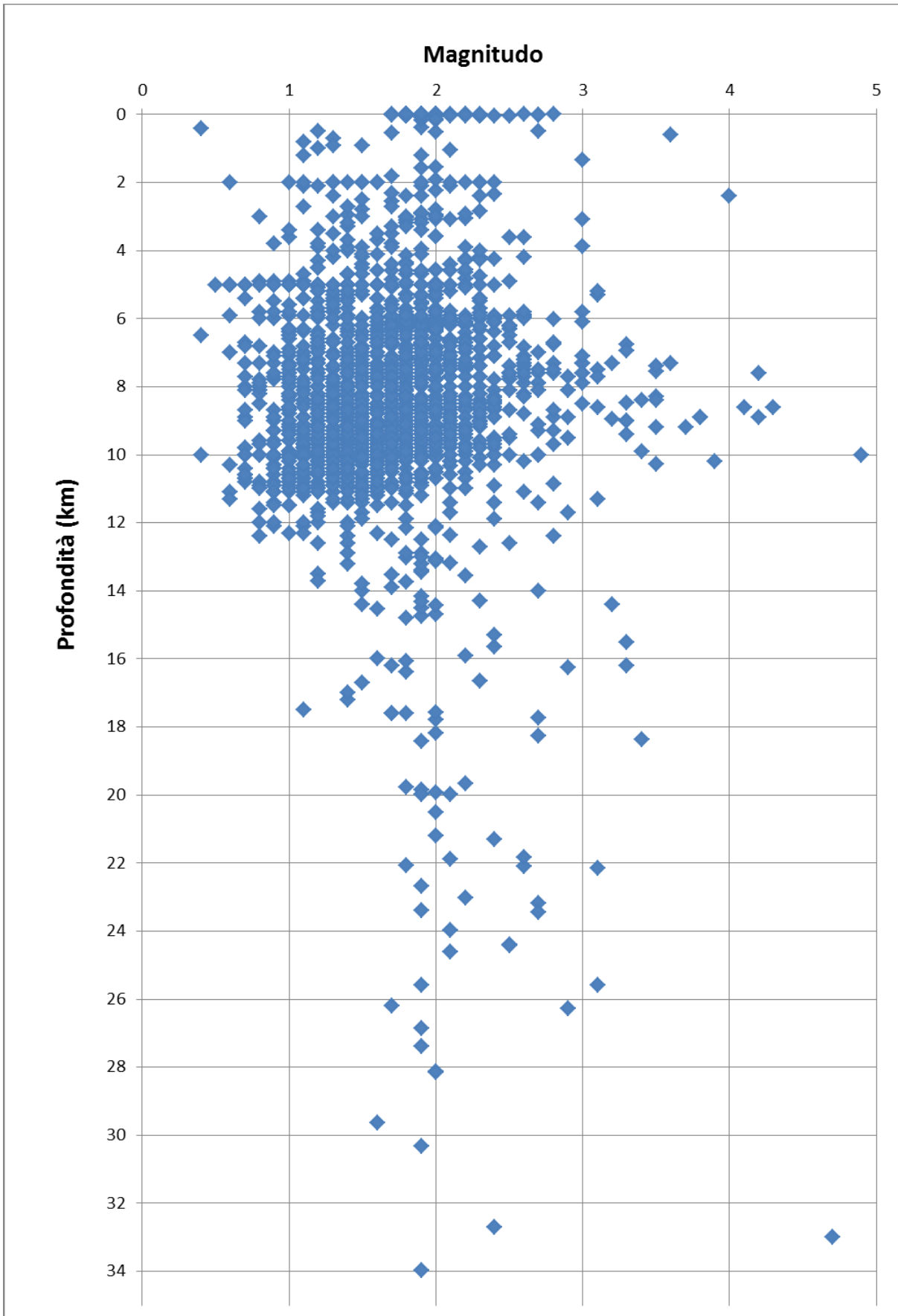


Figura 2-10. Correlazione Magnitudo-Profondità degli eventi riscontrati in un raggio di 50 km dall'impianto.

In Figura 2-11 è riportata la distribuzione degli eventi sismici negli anni dal 1981 al 2016. Tuttavia questa rappresentazione è falsata da diversi fattori quali ad esempio la diversa estensione temporale dei vari database. La grande crescita di eventi riscontrati deriva infatti principalmente dall'aumento negli anni dei sistemi di acquisizione e della loro precisione che ha portato ogni anno ad una quantità sempre maggiore di dati.

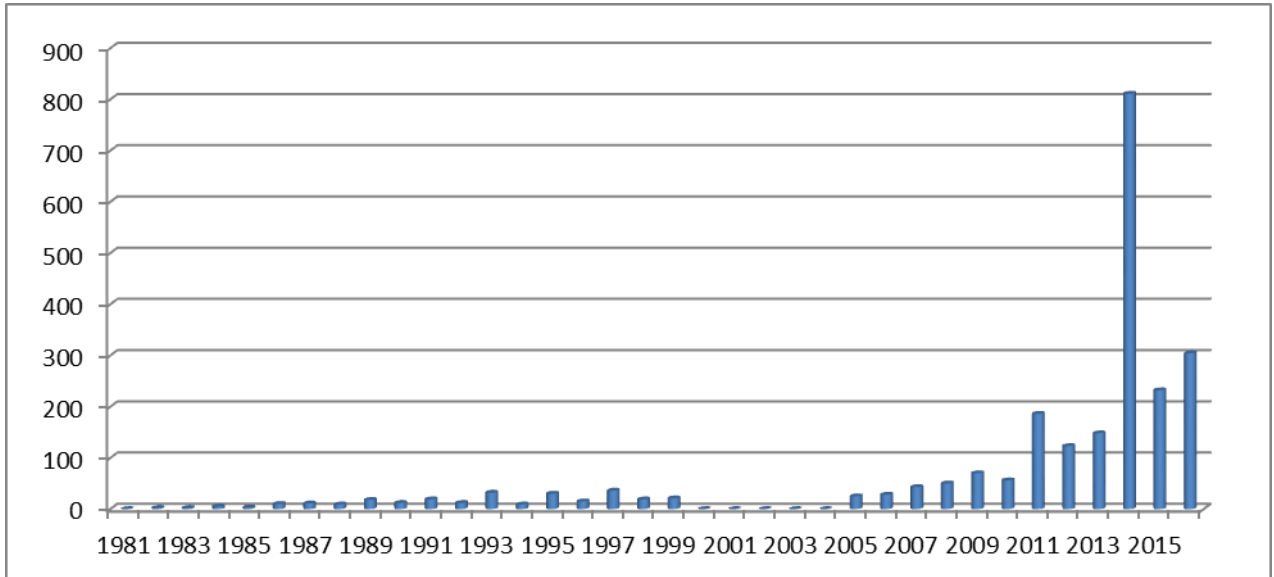


Figura 2-11. Distribuzione degli eventi sismici negli anni dal 1981 al 2016 in un raggio di 50 km dall'impianto.

2.2 ANALISI DELLA SISMICITÀ IN UN INTORNO DI 5 KM

In un raggio di 5 km dall'impianto gli eventi sismici rinvenuti calano drasticamente. Com'è ben visibile da Figura 2-12 infatti all'interno di quest'area è presente solo un evento del 2014 con magnitudo 1,7 e anche allontanandosi si ritrovano pochi eventi con una magnitudo massima di 3,3. Questa situazione rende l'area del progetto Cortolla sismicamente molto poco attiva.

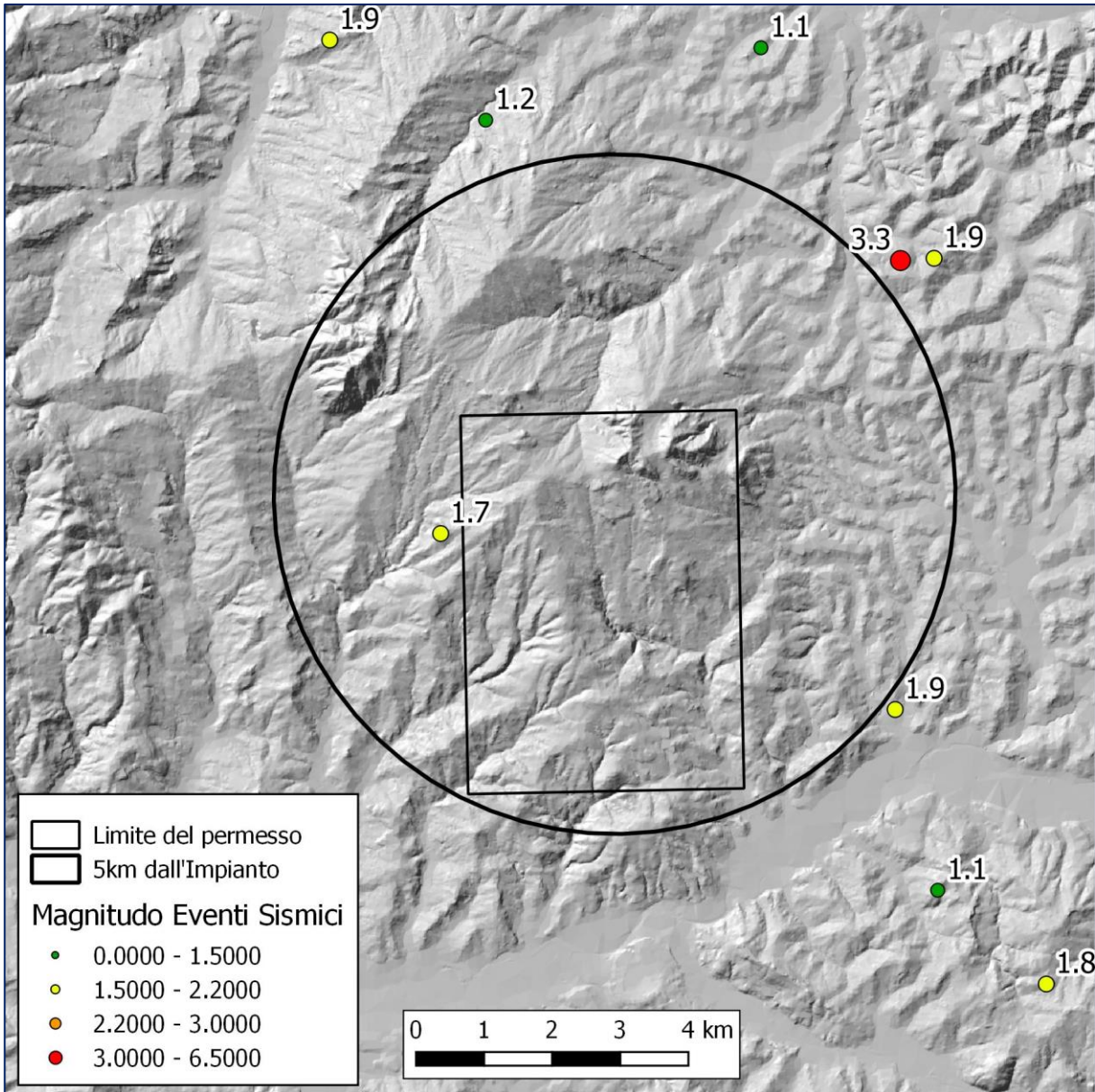


Figura 2-12. Eventi sismici in un raggio di 5 km dall'impianto.

3 SISMICITÀ INDOTTA/INNESCATA DAGLI IMPIANTI GEOTERMICI FUNZIONANTI IN ITALIA E NEL MONDO

3.1 SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI ITALIANI

3.1.1 *Larderello - Travale - Mt. Amiata*

I sistemi geotermici toscani si trovano su una cintura sismicamente attiva (Figura 3-1) legata alla complessa evoluzione tettonica e geodinamica della Toscana meridionale. Dagli studi condotti nell'area di Travale/Radicondoli ed a Larderello, risultano delle relazioni tra l'attività sismica e le operazioni di reiniezione dei fluidi impiegati nella produzione di energia elettrica. Tuttavia, gli eventi sismici indotti sono sempre di bassa intensità. Anche l'area del Monte Amiata ha dato indicazioni simili: la rete di rilevamento installata nel 1982 ha segnalato ben 2000 sismi, con ipocentro a profondità inferiori ai 10 km ed intensità, in genere, inferiore a magnitudo 2. L'intensità massima è stata di magnitudo 3,5, che corrisponde al IV-V grado della scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS; ENEL, 1995) (www.arpat.toscana.it).

La reiniezione dei condensati a Larderello-Valle del Secolo iniziò nella prima metà degli anni '70 allo scopo di evitare di entrare in conflitto con la normativa per il rilascio di sostanze potenzialmente pericolose nei corpi idrici di superficie. Si temeva, che l'arrivo di acqua fredda potesse danneggiare il campo di vapore in produzione. Così i primi pozzi di reiniezione vennero collocati lontano dalle aree di sfruttamento, verso le zone marginali dove era nota la presenza di acque meteoriche. Solo in un secondo tempo venne accertato come la reiniezione potesse rappresentare una efficace via per recuperare con maggiore efficienza l'energia termica contenuta nelle rocce del serbatoio, specie in quelle zone ad elevata permeabilità e con alto grado di sovrariscaldamento del vapore.

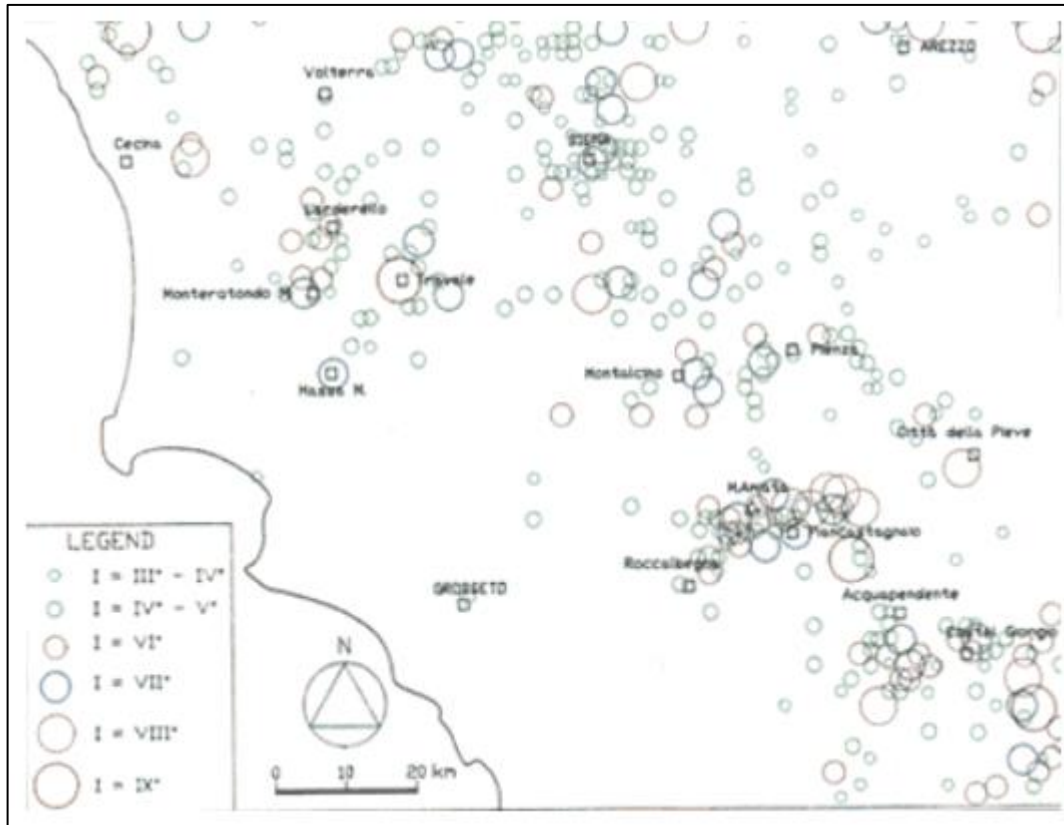


Figura 3-1. Sismicità storica locale della Toscana meridionale nel periodo 1900-1990: distribuzione degli epicentri ed intensità degli eventi (scala MCS) (ENEL, 1995, <http://www.arpat.toscana.it/temi-ambientali/aria/aree-geotermiche/geotermia/progetto-geotermia-sismicità>).

Larderello - Travale

L'area geotermica di Larderello – Travale ha una estensione di 300 km² e vede una potenza elettrica installata di 794.5 MWe (Conti et alii, 2015).

Questi campi geotermici sono stati esplorati a partire dal 1900 ma solo a partire dalla fine del 1970 è iniziata la pratica industriale di reiniezione dei fluidi geotermici all'interno del serbatoio al fine di mantenere sostenibile la coltivazione al punto che questa pratica industriale ha portato ad un aumento della pressione del serbatoio e della produzione di vapore (Conti et alii, 2015).

La reiniezione dei fluidi è iniziata nel 1979 nella parte centrale del campo geotermico (zona di Valle Secolo) in quanto era la zona considerata più favorevole in termini di permeabilità e condizioni di vapore surriscaldato (Barelli et alii, 1995b; Cappetti et alii, 1995) dando buoni risultati. Attualmente più di 1500 t/h di acqua sono reiniettate nel sistema geotermico di Larderello (Romagnoli et alii, 2010).

Nel 1977 ENEL ha installato una rete di rilevamento sismico che copre un'area di circa 800 km² costituita da 26 stazioni. Nel periodo 1977-1993 questa rete di monitoraggio ha registrato più di 3000 eventi. La Figura 3-2 e la Figura 3-3 mostrano una intensa attività sismica distribuita su tutta l'area coperta dalla rete di monitoraggio, con un'alta concentrazione di terremoti localizzata ad ovest di Larderello e Monterotondo MM. e a sud di Travale. Più del 90% degli eventi ha una magnitudo < 2, la massima magnitudo

registrata è di 3.3 per un solo evento. I terremoti in genere avvengono ad una profondità compresa tra 1 e 8 km, solo pochi eventi sono stati registrati a profondità comprese tra 10 e 15 km (Batini et al., 1995).

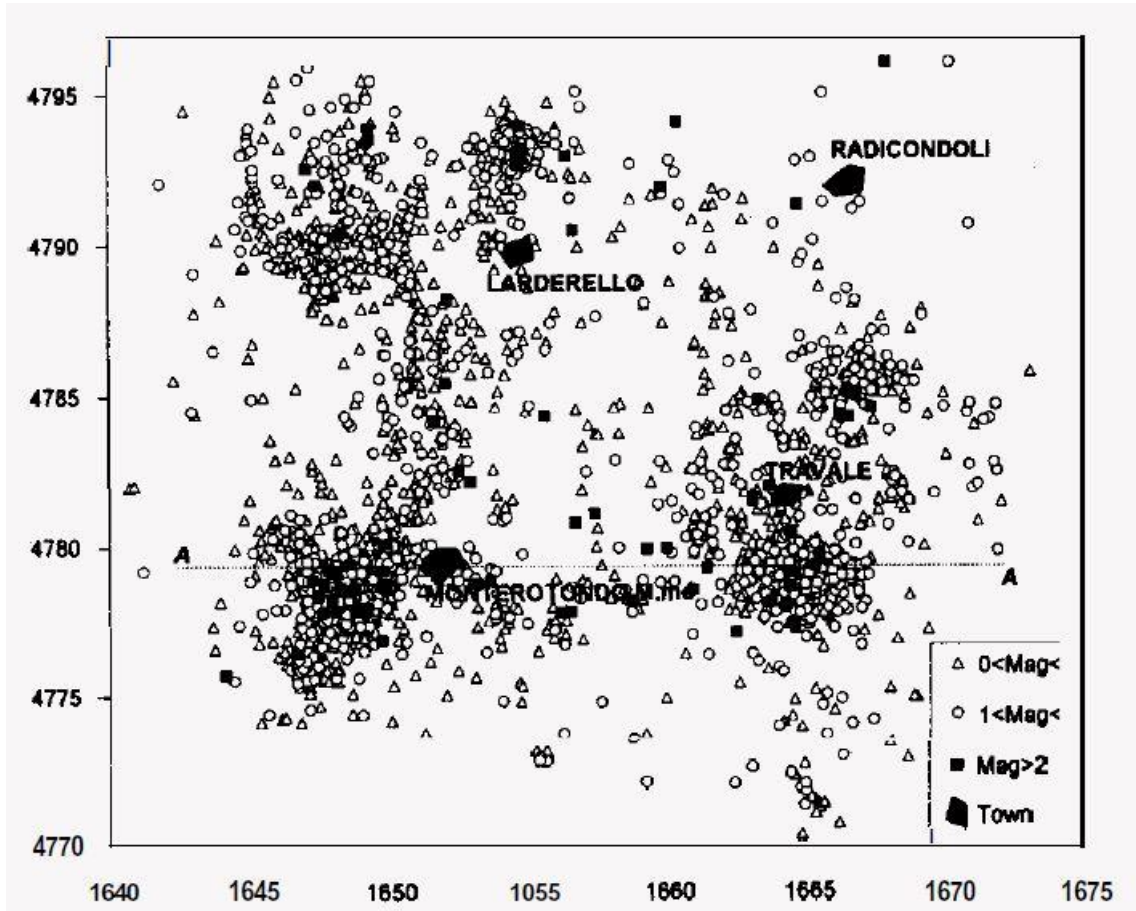


Figura 3-2. Mappa degli epicentri per l'area di Larderello-Travale per il periodo 1977-1993 (Batini et al., 1995).

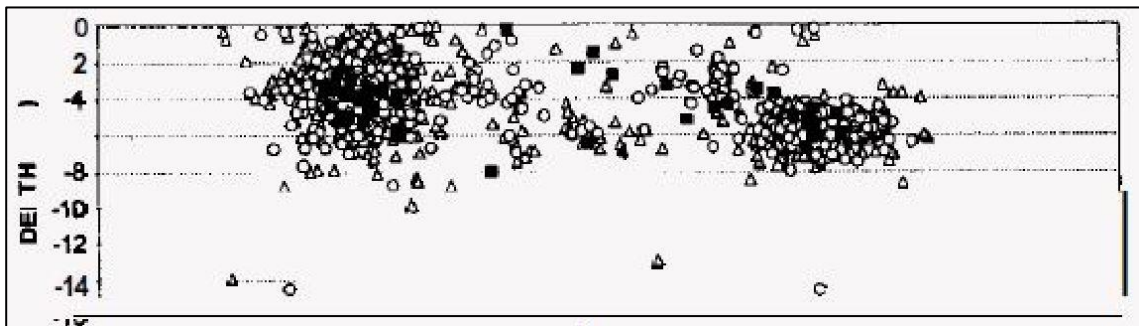


Figura 3-3. Mappa degli ipocentri per l'area di Larderello-Travale per il periodo 1977-1993 secondo la sezione AA' di Figura 3-2 (Batini et al., 1995).

Nel 1980 Batini et alii eseguirono uno studio volto a verificare se l'attività sismica naturale nell'area di Larderello-Travale potesse essere modificata dall'attività di produzione e reiniezione dei fluidi. Sono stati perciò confrontati i dati riguardanti la quantità di fluido estratto e reiniettato nel sottosuolo con energia sismica rilasciata ogni

mese. Dagli istogrammi ricostruiti per l'area geotermica di Larderello-Travale (Figura 3-4) l'energia sismica è stata rilasciata come una funzione lineare del tempo fino al Maggio 1979, quando è stato registrato un brusco aumento della sismicità. Questo aumento non può essere correlato né con la quantità di fluidi iniettati né con la produzione di fluido né con le precipitazioni medie mensili di pioggia. Osservando l'istogramma dell'energia per l'area di Lago (Figura 3-5), si può osservare che si ha lo stesso andamento anche per il periodo Maggio 1979 – Giugno 1980. In questi casi non è possibile stabilire con certezza una correlazione tra attività di estrazione e reiniezione dei fluidi e sismicità (Batini et alii, 1980).

Questi autori inoltre individuano tre casi:

- nell'area di Travale dopo l'iniezione di acqua è stato osservato un aumento della sismicità;
- nell'area di Gabbro – Bulera (parte nord della regione) un aumento dell'attività sismica non è sempre avvenuto a seguito di iniezione di acqua;
- nell'area di Larderello – Castelnuovo (parte centrale della regione) non c'è correlazione tra acqua iniettata e energia sismica rilasciata.

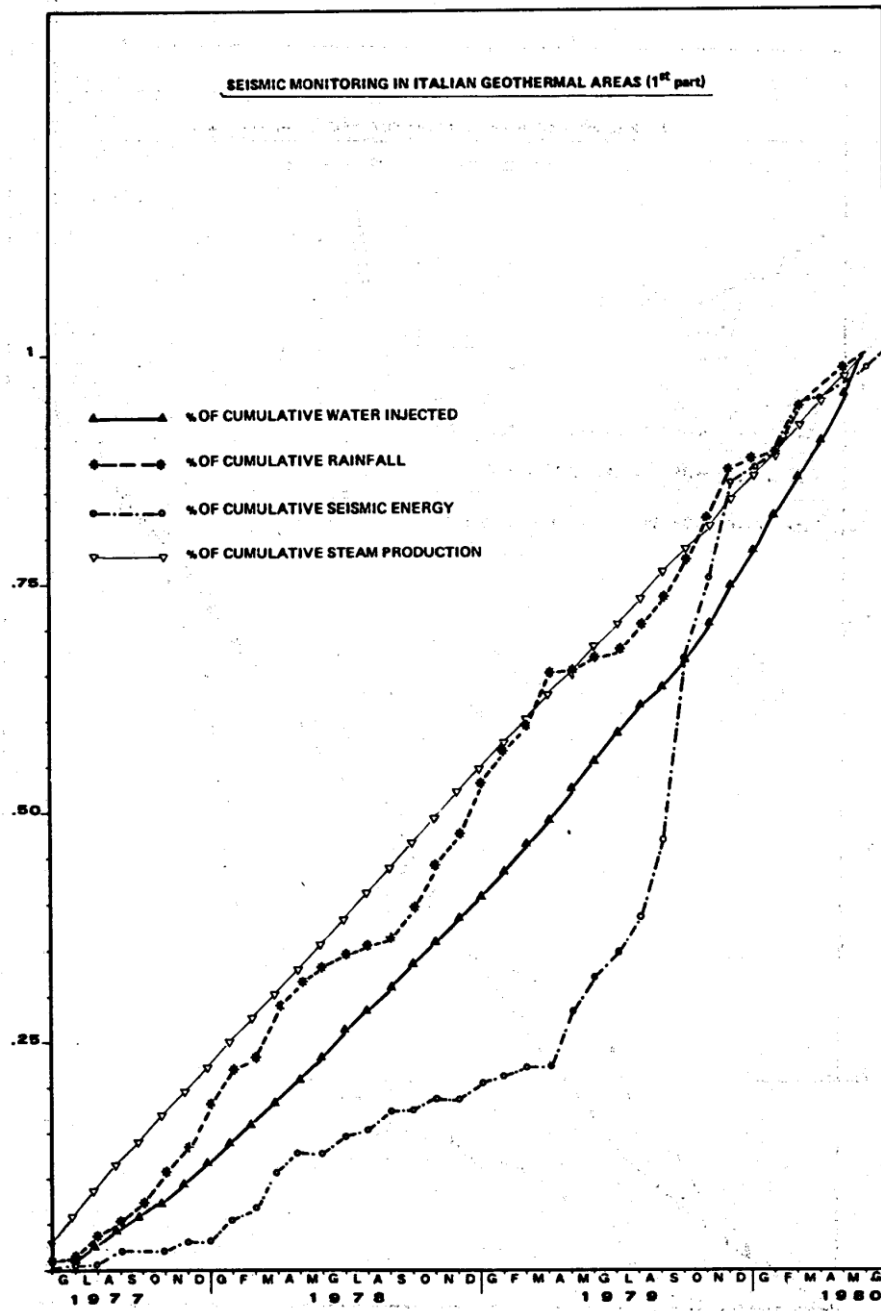


Figura 3-4. Distribuzione temporale dell'energia sismica rilasciata, acqua reiniettata, precipitazioni e produzione di vapore per l'area di Larderello-Travale (Batini et alii, 1980).

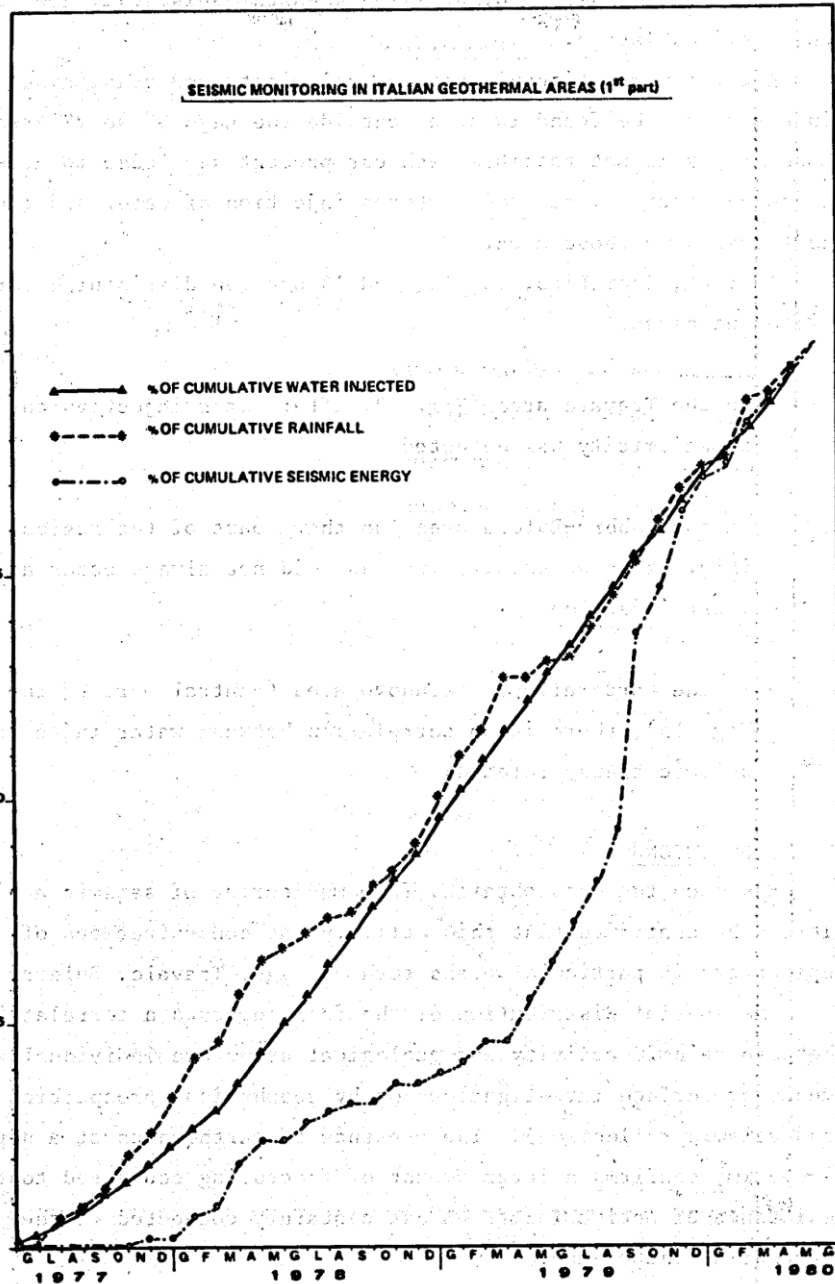


Figura 3-5. Distribuzione temporale dell'energia sismica rilasciata, acqua reiniettata e precipitazioni per l'area di Lago (Batini et alii, 1980).

Batini et alii (1985) hanno analizzato i dati di sismicità per l'area di Larderello registrati nel periodo 1978 - 1982 cercando di metterli in correlazione con l'attività di reiniezione dei fluidi geotermici. L'analisi dei dati disponibili per l'intera area di studio mostra che il numero degli eventi sismici è cresciuto dal 1978 al 1982 corrispondendo ad un aumento della quantità di acqua iniettata nei pozzi. La sola eccezione è l'anno 1980 che ha registrato i più bassi livelli di sismicità su tutto il periodo di osservazione. La correlazione tra sismicità e reiniezione sembra abbastanza evidente, sebbene il numero di eventi con $M_L \geq 2$ tende a rimanere pressoché costante. La massima magnitudo registrata annualmente oscilla tra un massimo di 3.2 e un minimo di 2.5. Da questi risultati possono essere tratte le seguenti conclusioni:

- la reiniezione porta ad un aumento nel numero degli eventi di bassa energia ma non modifica il meccanismo di rilascio dell'energia degli eventi di alta magnitudo (valore costante);
- la reiniezione probabilmente favorisce il rilascio di energia e conseguentemente non permette l'accumulo di alte tensioni.

Evans et alii (2012) partendo dallo studio di Batini et alii (1980a, 1985) osservano che l'area ha una lunga storia di sismicità, e quindi molti, se non la maggior parte degli eventi sono probabilmente naturali. I 5 anni di dati mostrano una ampia variazione spazio-temporale nel numero di eventi e nel valore b . Gli eventi sono più superficiali di 8 km, con il 75% localizzati ad una profondità compresa tra 3 e 5,5 km. Il massimo evento ha una magnitudo di circa 3,2. È stata osservata una chiara correlazione tra volume di acqua iniettato e numero di eventi, sebbene la maggior parte degli eventi indotti è di piccola magnitudo. Non è stato evidenziato alcuna variazione nella frequenza degli eventi con $M_L \geq 2$ (Batini et alii, 1985).

Mt. Amiata

Nell'area del Monte Amiata sono ubicati due campi geotermici: Bagnore e Piancastagnaio. Questi campi geotermici sono stati esplorati tra il 1950 e il 1960 attraverso una serie di pozzi che producevano vapore dal serbatoio carbonatico superficiale. Nel 1970 iniziò un programma di esplorazione profonda che ebbe successo rilevando la presenza di livelli fratturati a profondità comprese tra 2500 e 4000 m all'interno del basamento metamorfico. Ad oggi nell'area del Monte Amiata sono installati circa 121 MWe suddivisi in 7 unità di produzione (Conti et alii, 2016).

Anche nella coltivazione di questi due campi geotermici è adottata la pratica industriale della reiniezione dei fluidi geotermici all'interno del serbatoio ma purtroppo non se ne conosce la quantità.

Al Monte Amiata (e Latera) è attiva una rete di rilevazione della sismicità locale dal 1978. La sismicità attuale avviene, in genere, con sciami di magnitudo molto piccola ($M < 1$), mentre la magnitudo massima registrata è stata di 3.5. La distribuzione annuale della sismicità in funzione della magnitudo mostra che il numero di terremoti con magnitudo maggiore di 2 è molto bassa (~1%) (Batini et alii, 1990).

Il livello di sismicità di base nell'area del Monte Amiata è considerevole (Batini et alii, 1980, 1990) e tende a mascherare potenziali eventi indotti dalla coltivazione geotermica (Evans et alii, 2012). Studi sulla sismicità storica a partire dall'anno 1000 AD indicano che è avvenuto un evento sismico di intensità IX della scala Mercalli (MCS) (Batini et alii, 1990).

La sismicità dell'area del Monte Amiata è generalmente più superficiale di 8 km e tende ad avvenire in sciami costituiti da molti piccoli eventi (Moia, 2008). Un evento di magnitudo $M_L = 3.5$ è avvenuto nel 1983 all'interno del *reservoir* (Moia et alii, 1993).

Comunque, questo potrebbe essere stato un evento naturale che sarebbe potuto accadere in assenza dell'attività di reiniezione (Batini et alii, 1990; Moia et alii, 1993). L'esame del catalogo dei terremoti dell'INGV mostra che un altro evento di M_D 3.5 (magnitudo durata) è avvenuto a distanza inferiore a 10 km da Piancastagnaio ad una profondità di 5 km nel 2000 (Catalogo dei terremoti dell'INGV) (Evans et alii, 2012).

Altre informazioni riguardanti la microsismicità nell'area del Monte Amiata sono contenuti nella pubblicazione "La risorsa geotermica per usi elettrici in Italia: Energia, Ambiente e Accettabilità Sociale" a cura dell'associazione Amici della Terra della quale si riportano le parti più significative:

Tra il 1997 e il 2000 l'area del Monte Amiata è stata interessata da alcuni episodi di modesta energia, magnitudo 3.8, che hanno provocato danni ad abitazioni e suscitato preoccupazione e timori circa una possibile connessione tra questi episodi e lo sfruttamento dei campi geotermici. Nel 2001, allo scopo di ricavare maggior informazione circa le caratteristiche degli eventi sismici accaduti nell'area del Monte Amiata, è stata siglata una convenzione triennale tra Regione Toscana e Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), per implementare il sistema di monitoraggio nella zona. Il programma realizzato dall'INGV ha preso in esame i dati storici sulla sismicità dell'area, analizzando gli eventi ricadenti in un raggio di 20 km dal comune di Piancastagnaio. L'analisi storica ha evidenziato un'attività sismica maggiore, sia per numero di eventi, sia per intensità nella prima metà del novecento, con dei cluster tipici di molte zone italiane, e in particolare delle aree vulcaniche. I dati storici oltre a segnalare la naturale tendenza sismica dell'area dell'Amiata, hanno permesso di rilevare come la maggior parte dei sismi avvenuti nella zona, posseggano caratteristiche di durata e intensità simili agli eventi del 1997 e del 2000 (Figura 3-6). Nelle conclusioni tratte da questo primo studio, l'INGV ha stabilito che le attività sismiche accadute nel marzo 1997 e nell'aprile e ottobre del 2000 non potevano considerarsi anomale rispetto al quadro sismotettonico della zona, e che l'allarme suscitato dagli episodi del 1997 e del 2000 era imputabile a un lungo periodo d'inattività sismica che ha interessato la zona dagli anni '50 in poi.

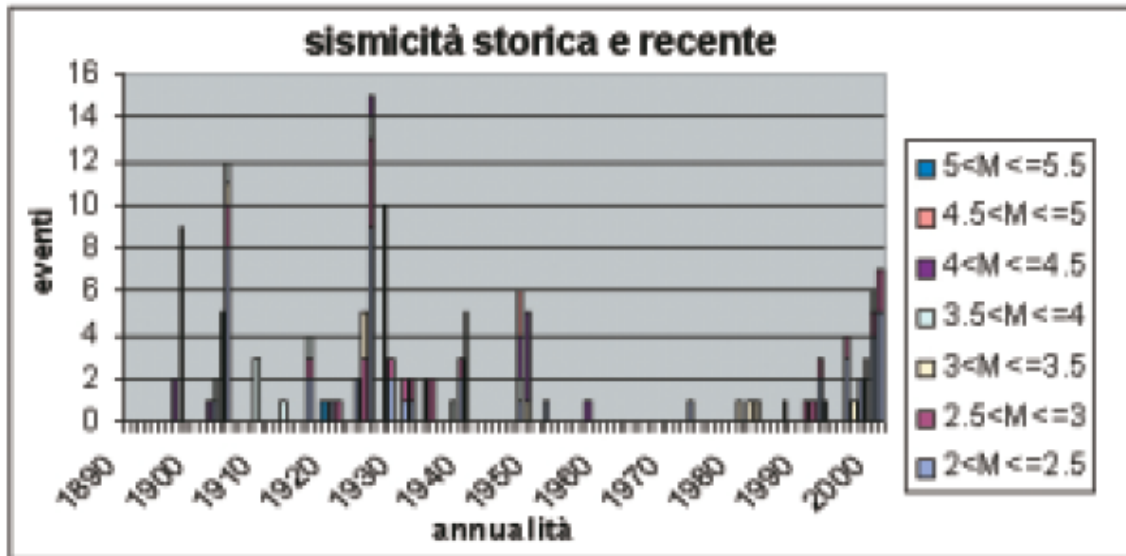


Figura 3-6. Grafico sismicità storica e recente (INGV, 2001).

Nei primi mesi del 2001 un'altra serie di eventi con magnitudo massima di 2.8 è stata oggetto di studio da parte dell'INGV. L'analisi spazio-temporale dei dati raccolti per mezzo della rete nazionale e della rete Enel, ha concluso circa l'esistenza di spazi della crosta terrestre di dimensioni di pochi chilometri che vengono attivati, con episodi distinti di rilascio della tensione elastica accumulata dalle deformazioni secolari di origine tettonica. Queste strutture interagendo elasticamente sono all'origine delle sequenze di terremoti rilevate anche in altre aree vulcaniche a elevata sismicità come le aree dei Colli Albani, dei Campi Flegrei, prive di attività antropiche connesse con l'utilizzo della risorsa geotermica.

Con l'obiettivo di verificare le possibili correlazioni tra gli eventi sismici e l'attività di sfruttamento dei campi geotermici, l'Enel ha fornito all'INGV i dati sull'attività di estrazione e reiniezione nel periodo tra il gennaio 1995 e il luglio 2000 e il catalogo degli eventi sismici localizzati dalla propria rete sismografica che ricadevano nella zona di Piancastagnaio.

In letteratura le condizioni necessarie per evidenziare una possibile relazione di causa-effetto tra attività di reiniezione ed eventi sismici sono due: la prima, è che l'evento sismico avvenga in zone non interessate prima da attività sismica; la seconda, che l'attività si manifesti dopo un breve intervallo dal momento della reiniezione. La sismicità correlata all'iniezione mostra, infatti, sia una dipendenza temporale da quest'ultima sia una concentrazione iniziale nei pressi del punto di reiniezione che tende a distribuirsi su un raggio più ampio con il procedere delle operazioni d'iniezione

La comparazione dei dati di reiniezione ricevuti da Enel con quelli riguardanti gli eventi sismici accaduti nello stesso periodo, non ha indicato per l'INGV nessun tipo di relazione. Durante il periodo, infatti, le operazioni di reiniezione sono state costanti, e quindi non indicative di un possibile rapporto causa-effetto, facendo propendere per una spiegazione casuale dei fenomeni sismici con andamenti nel tempo del tutto imprevedibili.

Nello stesso periodo su commissione della comunità Montana zona I-2, allo scopo di raccogliere maggiori informazioni sulla sismicità della zona, è stato assegnato alla società Edra il compito di realizzare un monitoraggio sismico, il cui studio si è focalizzato in particolare sull'analisi delle forme d'onda sismica, interpretate come possibili indicatori del legame tra attività di reiniezione e sismicità. Le osservazioni offerte nello studio in esame secondo l'INGV, non hanno rilevato una correlazione tra l'attività microsismica e la coltivazione del campo geotermico; le caratteristiche delle onde sismiche analizzate sono coerenti con quelle naturalmente presenti in altre aree vulcaniche, e determinate dalla fratturazione idraulica probabilmente connessa a variazioni di pressione dei fluidi all'interno delle fratture.

Il tema della possibile relazione tra l'utilizzazione dei fluidi, e il manifestarsi di eventi sismici di bassa intensità rimane quindi aperto e suscettibile di ulteriori indagini. Infatti, se da un lato l'area del Monte Amiata è naturalmente considerata zona sismica e quindi i terremoti non possono essere considerati eventi eccezionali per la zona, d'altra parte le conclusioni offerte nello studio non escludono che le attività geotermiche possono rappresentare condizioni in grado di stimolare eventi sismici. Sarebbe quindi opportuno potenziare il sistema di osservazione geofisica e geochemica del territorio, con lo scopo di ottenere maggiori informazioni circa la natura, spontanea o indotta degli eventi sismici.

3.1.2 Torre Alfina - Latera - Cesano

Le aree geotermiche di Torre Alfina, Latera e Cesano sono caratterizzate da una attività vulcanica recente caratterizzata principalmente da prodotti piroclastici e lave. Al di sotto delle formazioni vulcaniche giacciono i depositi Neogenici e una spessa successione alloctona di flysch di età Mesozoica (basamento carbonatico) (Batini et alii, 1980b).

La sismicità storica per il periodo compreso tra il 1900 e il 1975 mostra che mentre i campi geotermici di Torre Alfina e Latera hanno un certo grado di sismicità principalmente di origine crostale con ipocentri fino a 25 km e magnitudo massima di 4.7, nel campo geotermico di Cesano non sono stati registrati eventi sismici nello stesso periodo (Batini et alii, 1980b).

Torre Alfina

Il serbatoio geotermico di Torre Alfina è ubicato all'interno di rocce carbonatiche fratturate a profondità comprese tra 0.5-1.7 km con temperature di 140 - 150°C (Billi et alii, 1986).

Tra il Gennaio e il Febbraio del 1977 nel pozzo RA1, profondo 2710 m, furono eseguiti una serie di test di iniezione con portate comprese tra 20-40 l/s e pressioni a testa pozzo di 1.2 MPa (Evans et alii, 2012).

La rete di monitoraggio installata da Enel ha registrato durante l'esecuzione delle prove 177 eventi con epicentri localizzati nell'area prossima al pozzo di iniezione RA1. La magnitudo massima è risultata superiore a 3.0. Dalla distribuzione del numero di eventi nel tempo (Figura 3-7) emerge che i picchi sono strettamente correlati con le operazioni

di iniezione a dimostrazione di una chiara ed evidente correlazione di causa-effetto dal punto di vista temporale e spaziale in quanto le localizzazioni degli eventi sono prossime al pozzo RA-1 (Moia, 2008).

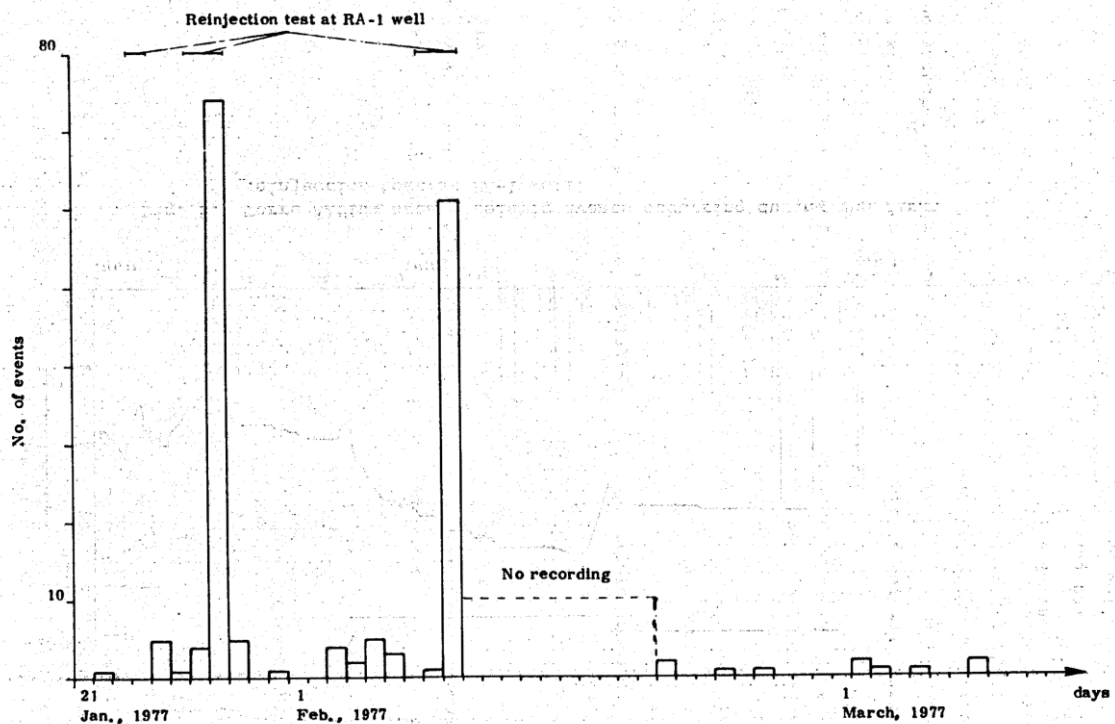


Figura 3-7. Istogramma degli eventi sismici registrati durante i test di reiniezione nel pozzo RA1 (Batini et alii, 1985b).

Studiando l'andamento della sismicità, della pressione a bocca pozzo e dei volumi iniettati durante le due prove di iniezione nel pozzo RA1, emerge che gli eventi sismici si manifestano in corrispondenza dei più alti valori di pressione di iniezione che comunque non raggiungono dei valori molto elevati (12 atm e 10 atm nei due test; la pressione è riferita al surplus necessario per spingere la colonna d'acqua e quindi si tratta di una sovrappressione a testa pozzo). Inoltre si osserva che nel primo test i terremoti si manifestano con volumi iniettati di 140 e 150 m³/h e cessano quasi immediatamente non appena termina il processo di iniezione (Moia, 2008).

Moia (2008), alla luce dei risultati sperimentali raccolti e consultati, rileva che:

- la distribuzione degli epicentri è prossima al pozzo di iniezione;
- le profondità sono confrontabili con le fratture rilevate nel pozzo (circa 2000 metri);
- la massima magnitudo è superiore a 3.0 con risentimenti superficiali avvertiti dalla popolazione;
- gli eventi sismici si sono manifestano in corrispondenza dei valori più elevati di pressione a bocca pozzo (che però, se confrontati con analoghi esperimenti fatti a Latera, Larderello, Cesano è piuttosto bassa) e con

- volumi iniettati superiori a 100 m³/h;
- gli eventi cessano quasi in contemporanea all'ultimazione del processo di iniezione.

Latera

Il serbatoio geotermico è ubicato all'interno di rocce carbonatiche fratturate ad una profondità di 0.6-2.0 km con temperature di 200-300°C. Una rete sismica di 10 stazioni iniziò ad operare a partire dal 1978, un anno prima dell'esecuzione del primo test di iniezione, registrando diversi eventi sismici con magnitudo compresa tra M_L 0.6-1.7 ubicati ad una distanza di 20-35 km dal serbatoio geotermico (Batini et alii, 1980b).

Un test fu eseguito nel pozzo L2 iniettando 30.000 m³ di acqua ad una profondità di 1.4 km con portate di 35-45 l/s (Moia, 2008). Furono registrati 24 eventi con magnitudo M_L di 1.5-2.0 in due cluster. Il primo ubicato a soli 200 m a sud del punto di iniezione e alla stessa profondità che suggerisce che i microterremoti sono stati indotti, il secondo invece ubicato a più di 1 km di distanza e profondità di 2 km (Evans et alii, 2012). Inoltre si osserva (Figura 3-8) un aumento della sismicità con l'aumentare dei volumi di acqua iniettati (Batini et alii, 1980b).

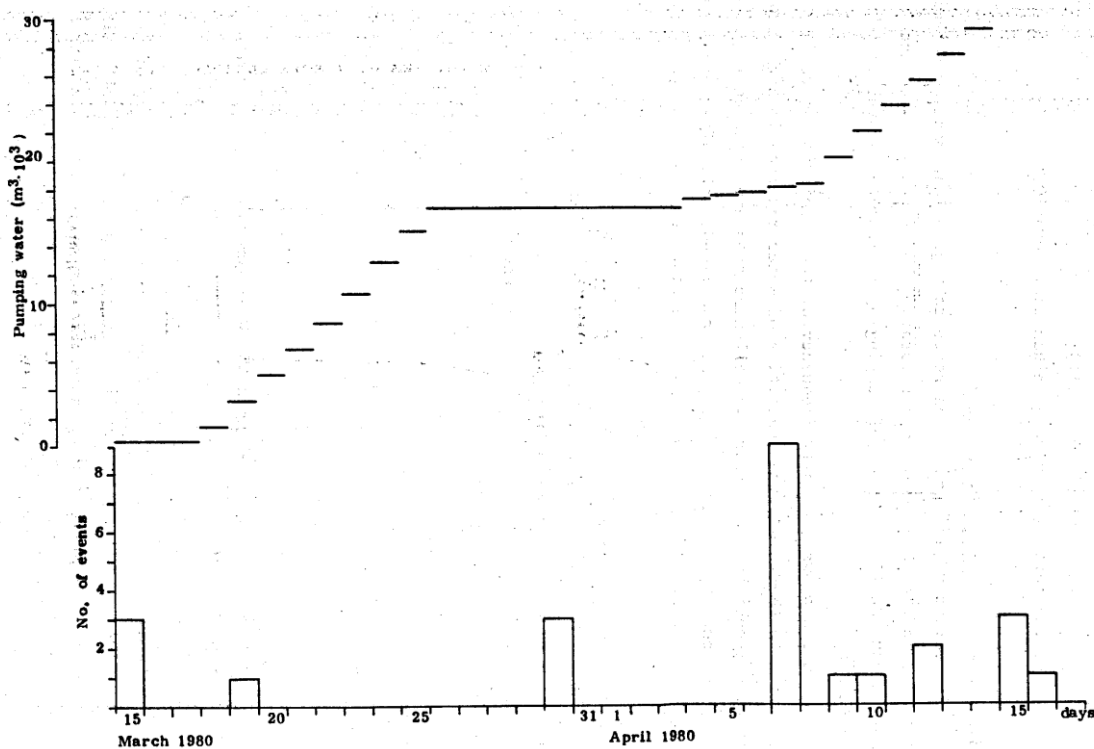


Figura 3-8. Istogramma degli eventi sismici registrati durante le operazioni di iniezione nel pozzo L2.

Un secondo test fu eseguito nel pozzo L1 tra il Giugno 1981 e Maggio 1982. Sono state eseguite tre iniezioni di fluido della durata di 17-102 ore a mesi di distanza e aumentando progressivamente la portata di 15, 25 e 83 l/s. Le corrispondenti pressioni a testa pozzo sono state di 5.5, 5.0 e 9.0 MPa (Moia, 2008). La pressione a testa pozzo raggiunse i 7.0 MPa all'inizio del primo test ma declinò a 5.0 MPa per le altre 61 ore di test. La microsismicità vicino al pozzo è iniziata dopo poche ore e si è fermata dopo 35

ore. Un totale di 223 eventi sono stati registrati con $M_L < 0.5$ (Carabelli et alii, 1984; Moia, 2008). Il secondo test di iniezione è stato condotto con una portata maggiore ma ad una pressione a testa pozzo paragonabile a quella del Maggio 1982 e con durata di 102 ore. L'attività microsismica è iniziata solo dopo 55 ore di iniezione, al termine della quale era stato iniettato un volume 1.5 volte maggiore di quello della prima prova. L'attività sismica è persistita fino alla chiusura, registrando 148 eventi con magnitudo massima (M_L) di 0.4. Il terzo test con la più alta portata di iniezione è stato eseguito nel Maggio del 1982 e si è concluso dopo 17 ore. L'attività microsismica si è manifestata quasi immediatamente ma si è abbassata dopo 6 ore. Sono stati registrati un totale di 370 eventi con magnitudo massima (M_L) di 0.5 (Carabelli et alii, 1984; Moia, 2008). Gli ipocentri degli eventi generati dalle tre prove sono ubicati tra i 150 e 1500 m dal pozzo e profondità comprese tra 1.5 e 2.0 km, che sono vicini alla profondità di una faglia che intercettata il pozzo. È chiaro che la sismicità è stata indotta e ha possibilmente riattivato la faglia. Il pozzo è stato trattato con acido subito dopo il terzo test di iniezione, migliorando l'iniettività. Una successiva prova di iniezione con la portata di 111 l/s e pressione a testa pozzo di 6.0 MPa non ha prodotto eventi sismici (Evans et alii, 2012).

Ulteriori studi sugli effetti della iniezioni di fluidi e sismicità locale a Latera sono stati condotti sul pozzo L6 nel Dicembre del 1981. Il primo test è stato eseguito in rocce vulcaniche ad una profondità di 1.4 km con una portata di iniezione di 66 l/s e una pressione a testa pozzo di 7.5 MPa. Sono state registrati 20 eventi, tutti di magnitudo negativa. La seconda prova di iniezione è stata condotta il 18-20 dicembre ad una profondità di 1.7 km in rocce carbonatiche. La sequenza è iniziata con tre iniezioni della durata di 2 ore, portata di 8 l/s e pressione a testa pozzo di 13-14 MPa terminando con un trattamento acido che ha fatto aumentare la portata a 28 l/s e pressione a testa pozzo di 14.5 MPa per 1 ora (Moia, 2008). La microsismicità è iniziata non appena la portata di iniezione è aumentata ed è terminata alla chiusura. È stata poi eseguita una prova di iniezione di 24 ore con 28 l/s di portata. La microsismicità è iniziata dopo 10 ore anche se le pressioni a testa pozzo erano al di sotto dei 13 MPa ed è terminata alla chiusura. La prova finale della durata di 20 ore è stata eseguita dopo 2 giorni con una portata di 40 l/s e una pressione a testa pozzo di 14.5 MPa (Carabelli et alii, 1984). La microsismicità è iniziata dopo 11 ore, raggiungendo il picco appena prima della chiusura ed è continuata per diverse ore dopo. Sono stati registrati 196 eventi di cui 28 dopo la chiusura. La maggior parte ha magnitudo negativa, il più grande ha $M_L = 0.8$. Gli ipocentri sono ubicati a sud-est del pozzo ad una distanza compresa tra 200 e 1500 m (Evans et alii, 2012).

Cesano

Il campo geotermico di Cesano è ubicato a nord di Roma e è localizzato all'interno di rocce carbonatiche fratturate ad una profondità di 1.5-3.0 km con temperature in serbatoio di circa 250°C.

Nel 1978 fu perforato il pozzo RC-1 fino ad una profondità di 2 km. Nel pozzo fu eseguito una prima prova di iniezione della durata di un giorno con 28 l/s di portata. La pressione a testa pozzo aumentò costantemente da 3.5 a 7 MPa. La rete sismica installata in modo provvisorio per le prove registrò alcuni eventi con massima $M_L=1.6$ in corrispondenza del pozzo all'inizio della prova, ma nessuno successivamente (Batini et alii, 1980b).

Una seconda prova di iniezione fu eseguita con una portata di 15 l/s per 1.5 giorni. La pressione a testa pozzo continuò a salire costantemente da 4 a 7.5 MPa- La sismicità iniziò dopo 1 giorno quando la pressione a testa pozzo raggiunse i 7 MPa e continuò fino alla chiusura. Batini et alii (1980b) indicano che questi eventi sismici hanno raggiunto la magnitudo $M_L=2$ e erano localizzati in un intorno di 400 m da pozzo di iniezione. Tuttavia questi eventi sismici sono stati registrati solo in alcune stazioni e con ubicazione incerta. Tuttavia questi eventi sono stati chiaramente indotti dalla attività di iniezione (Evans et alii, 2012).

Una seconda serie di prove fu eseguita nel Settembre del 1981 e nell'Aprile del 1982 con produzione dal pozzo Rc-1 e reiniezione nel pozzo C-5 con portate di 42 l/s e sotto il solo effetto della gravità. Durante questi test non si generarono eventi sismici identificabili come innescati dalla iniezione (Cameli et alii, 1983).

A Cesano quindi è stata osservata una sismicità indotta durante l'esecuzione di prove con sovrappressioni a testa pozzo mentre durante i test nei quali la reiniezione è stata eseguita sotto il solo effetto della gravità, non sono stati registrati eventi sismici.

3.1.3 Ferrara

Per quanto riguarda il campo geotermico di Ferrara si fa riferimento a quanto riportato da Colucci et alii (2015) e nel rapporto ICHESE (2014).

Nel sistema geotermico di Ferrara, il fluido viene prodotto dai pozzi "Casaglia 2" e "Casaglia 3". Dopo l'estrazione, il fluido geotermico circola in uno scambiatore di calore, viene filtrato e re-iniettato nel pozzo "Casaglia 1" ad una distanza di 1 km dai pozzi produttori.

Il serbatoio da cui il fluido viene estratto è un acquifero confinato in calcari Mesozoici fratturati facenti parte di un alto strutturale molto esteso. Dall'inizio della produzione nel 1990 ad oggi, la temperatura del fluido prodotto e le pressioni di produzione/re-iniezione non hanno presentato variazioni significative. Lo schema di funzionamento dei pozzi mostra che la re-iniezione e la produzione avvengono nelle stesse rocce che coincidono con il serbatoio geotermico e in particolare:

- a) l'acqua viene estratta ad una temperatura di circa 100°C e re-iniettata completamente a circa 70°C;
- b) effetti geo-meccanici dovuti alle variazioni termiche sono stati osservati in altri casi quando la differenza tra le temperature di iniezione ed estrazione è di almeno 80°;

- c) dal 1995 al 2012 sono stati estratti ed iniettati in totale circa 36 Mm³ di acqua a pressione costante.

Sulla base di queste considerazioni, la possibilità che l'attività sismica del terremoto dell'Emilia Romagna del maggio 2012 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 naturale 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 e questo non sembra essere il caso di Ferrara dove la sismicità è stata minima (registrata con una rete locale operante in situ).

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

La Commissione ritiene altamente improbabile che le attività di sfruttamento di idrocarburi a Mirandola e di fluidi geotermici a Casaglia possano aver prodotto una variazione di sforzo sufficiente a generare un evento sismico "indotto".

3.2 LA SISMICITÀ INDOTTA NEI CAMPI GEOTERMICI DEL MONDO, ALCUNI ESEMPI

Una rassegna sulla sismicità indotta dalla coltivazione dei campi geotermici è riportata nei lavori di Evans et alii. (2012), Bromley (2012), Cladouhos et alii (2010), Bromley (2014), Sherburn et alii (2015). Di seguito si riportano i casi ritenuti più significativi rimandando ai singoli articoli per una trattazione più ampia.

3.2.1 California

3.2.1.1 The Geysers

Il campo geotermico di The Geysers è uno dei campi geotermici maggiormente attivi al mondo dal punto di vista sismico in quanto ubicato in un'area tettonicamente attiva. Il 99% degli eventi sismici sono di magnitudo 3.0 o minore, anche detti microterremoti e non sono avvertiti dalla popolazione.

Il serbatoio geotermico a vapore è ubicato all'interno di rocce sedimentarie fratturate ubicate al di sopra di una intrusione. Il tetto del serbatoio si trova a profondità comprese tra 300 e 1200 m slm e presenta temperature dell'ordine dei 250-300 °C.

Nel periodo 2003-2010 circa 2000 l/s (7200 m³/h) sono stati reiniettati in 40 pozzi a profondità comprese tra 2 e 3 km, a seguito di questa attività sono stati registrati 3 eventi sismici al giorno con $M_L > 1.5$ (Cladouhos et alii, 2010).

Alcuni studi hanno mostrato che esiste una correlazione tra il volume annuale di acqua reiniettato e il grado di sismicità indotta (Figura 3-9) (Smith et alii, 2000; Stark et alii, 2005; Greensfelder et alii, 2008).

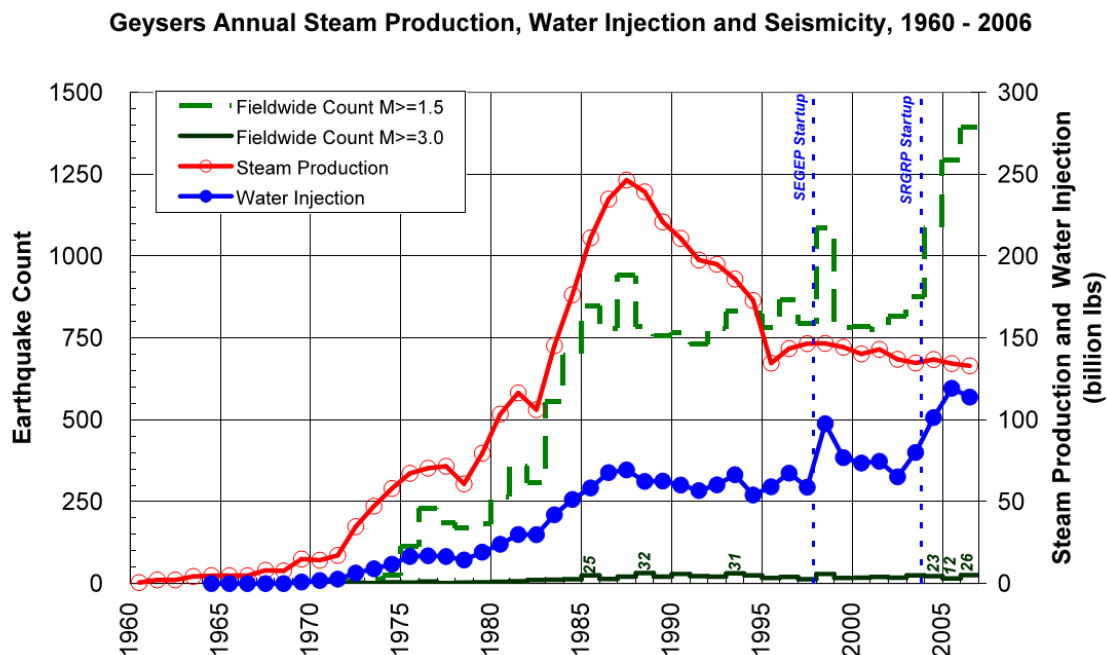


Figura 3-9. Correlazione tra eventi sismici e attività di produzione e reiniezione (Stark et alii, 2005).

Durante 50 anni di produzione (1960-2010) e 40 anni di reiniezione ci sono stati 22 eventi con M_L compresa tra 4.0 e 4.6 (Cladouhos et alii, 2010). Circa 1000 eventi sismici per anno con $M_L > 1.5$ sono stati registrati e in media un evento all'anno aveva $M_L > 4$ ($M_{Lmax}=4.6$).

Uno studio statistico ha dimostrato che la sismicità superficiale inizialmente era correlata all'attività di produzione più che a quella di reiniezione (Bromley, 2012).

Sono stati proposti diversi meccanismi responsabili della formazione di eventi sismici indotti: variazione nella pressione di poro, contrazione per raffreddamento, riduzione di volume per perdita di fluidi e associati cambiamenti nello stato di stress. Tuttavia ad oggi non è possibile con certezza determinare le cause della sismicità indotta nel campo geotermico di The Geysers (Bromley, 2012).

Tuttavia è stata osservata una correlazione tra volumi iniettati in un anno e sismicità indotta pari a 1000 eventi di $M > 1.5$ ogni 1.3 M tonnellate di acqua iniettata per anno (Bromley et alii, 2012).

3.2.1.2 Coso

Il campo geotermico di Coso copre un'area di circa 30 km² nel deserto del Mojave, nella zona est delle Montagne della Sierra Nevada. Dal 1989, quando il campo geotermico fu

scoperto, il serbatoio è stato in grado di sostenere la produzione di 240 MWe da rocce intrusive e metamorfiche Mesozoiche (Adams et alii, 2000).

Il serbatoio geotermico, ubicato in rocce plutoniche e metamorfiche, è principalmente ad acqua dominante con temperature comprese tra 200 e 328°C che permettono l'utilizzo di impianti a doppio flash per l'estrazione del vapore. Le pressioni a testa pozzo variano da 500 psig (34.47 bar) a 85 psig (5.86 bar) (Monastero, 2002).

Il campo geotermico di Coso si trova in un'area caratterizzata da un lunga storia di eventi sismici legati sia all'attività tettonica che geotermica trovandosi in un area di transizione tra un bacino estensionale (Basin and Range province) e la faglia di San Andreas. Molti dei terremoti avvenuti in quest'area sono relativamente di piccola magnitudo ($M < 3$). Terremoti con $M > 4.9$, sebbene rari, sono stati registrati negli ultimi 20 anni a partire dal 1995 (Bhattacharyya et alii, 2002).

Studi sulla sismicità indotta hanno dimostrato che esiste una diretta correlazione tra la localizzazione della microsismicità e l'iniezione e la circolazione dei fluidi geotermici. Lo stress termico sembra giocare un ruolo importante nella formazione della sismicità indotta, in particolare per un ritardo osservato tra attività di reiniezione e sismicità (Bromley, 2012).

3.2.2 Filippine

3.2.2.1 Palinpinon and Tongonan

I campi geotermici di Palinpinon e Tongonan si trovano in quello che è conosciuto con il nome di Campo geotermico di Southern Negros nelle Filippine, coltivato per produzione di energia elettrica a partire dal 1983 (Orizonte et alii, 2000). Si tratta di un campo geotermico ubicato in rocce vulcaniche alterate a composizione andesitica/dacitica dal quale si estrae vapore.

Durante i primi anni di produzione e reiniezione per il progetto Palinpinon 1 (1983-86) si è registrato un significativo aumento nel livello di micro sismicità indotta ($0 < M < 2.5$) con profondità comprese tra 1 e 4 km. È stata individuata una correlazione spazio-temporale tra sciame di micro sismicità (più di 100/giorno) e cambiamenti nella portata di iniezione e produzione. Gli ipocentri erano distribuiti lungo fratture in tutto il serbatoio e non è stata osservata nessuna concentrazione degli eventi lungo i piani di faglia a maggiore permeabilità. A partire dal 1986 il livello di sismicità locale indotta si è abbassato fino a il livello naturale, nonostante il progressivo aumento della portata e della pressione dovuti alla coltivazione sia raddoppiato (Bromley, 2012).

3.2.3 Francia

3.2.3.1 Soultz-sous-Forets

Soultz è uno di quei progetti definiti Enhanced Geothermal Systems (EGS) nei quali tramite stimolazione idraulica si cerca di aumentare la permeabilità del serbatoio geotermico.

Il progetto è ubicato nel Graben del Reno, circa 40 km NNE da Strasburgo, Francia. In quest'area il basamento granitico si trova a circa 1.4 km al di sotto di una copertura sedimentaria. Faglie parallele delimitano una struttura ad horst e graben all'interno del basamento. Le zone fratturate all'interno del basamento sono faglie normali ad alto angolo con direzione all'incirca est-ovest. La zona mostra un sismicità naturale da bassa a moderata. Nel 1954 è stata registrata una serie di eventi con $M_L > 4.8$ con profondità ipocentrale incerta (Evans et alii, 2012).

Il progetto è iniziato nel 1987 con la perforazione di un pozzo profondo 2 km, successivamente è stato sviluppato un doppietto con profondità di 3.0-3.5 km nel 1992-1997, e un tripletto a 4.5-5.0 km tra il 1998 e il 2009 (Evans et alii, 2012)

Tutti i pozzi sono stati soggetti a massicce iniezioni idrauliche con 20.000-40.000 m³ di acqua con portate di 40-80 l/s (144-288 m³/h) e pressioni che raggiunsero il minimo valore di stress (Cornet et alii, 2007). Decine di centinaia di eventi associati con l'attività di stimolazione furono registrati da una rete sismica in pozzo e in superficie. Per il serbatoio ubicato a 3.0-3.5 km di profondità l'evento più grande avvenne durante la prima prova massiva di iniezione nel 1993 con una magnitudo $M_L = 1.7$ (Helm, 1996) con una portata di iniezione di 36 l/s. Inoltre un evento con $M_L = 1.9$ avvenne nove giorni dopo la chiusura. Nessuno di questi eventi fu avvertito dalle persone. Nel 1997 una prova di circolazione di fluidi eseguita a 3.5 km di profondità per la durata di 4 mesi in condizioni bilanciate (iniezione=produzione) non provocò eventi sismici (Baria et alii, 1997).

Nel Giugno del 2000 (Figura 3-10) fu eseguita una prova di stimolazione nel pozzo GPK2 con l'iniezione di 22.000 m³ di acqua con una portata di 50 l/s (180 m³/h) e pressioni alla testa pozzo di 14.5 MPa alla chiusura. Circa 700 eventi con $1.0 < M_L < 2.5$ furono registrati, un evento con $M_L = 2.6$ avvenne 10 giorni dopo la fine delle prove (Dorbath et alii, 2009).

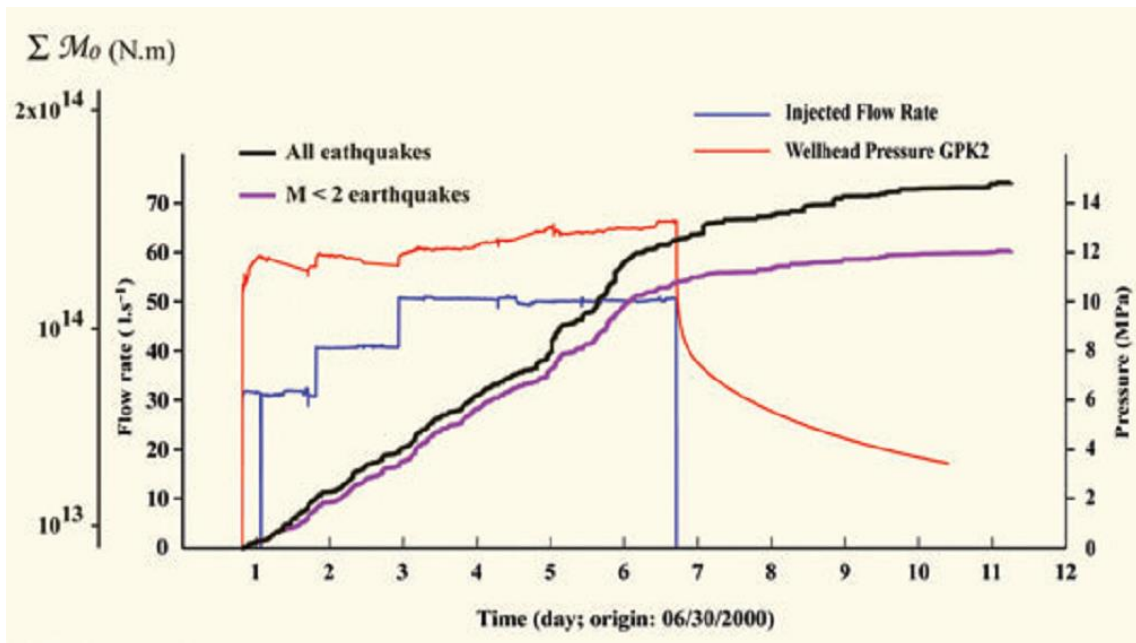


Figura 3-10. Risultati della prova eseguita nel 2000 nel pozzo GPK2. Linea rossa= pressione, portata=linea blu. Momento cumulativo sismico: nero=tutti i terremoti, viola= terremoti con $M < 2$ (Dorbath et alii, 2009).

A maggio del 2003 iniziò la stimolazione del pozzo GPK3 con 34.000 m³ di acqua e portata di 50 l/s (180 m³/h), occasionalmente aumentata per qualche ora fino a 90 l/s (324 m³/h) che produsse una pressione massima a testa pozzo di 17.9 MPa. A metà di questa prova contemporaneamente iniziò l'iniezione di 3400 m³ di acqua nel pozzo GPK2 per 40 ore con portata di 20 l/s (Baria et alii, 2004). La pressione a testa pozzo del pozzo GPK2 salì a 7.9 MPa. Circa 200 eventi con $1.0 < M_L < 2.5$ furono registrati durante le prove (Charlety et alii, 2007). Un evento con $M_L = 2.9$ avvenne 2 giorni dopo la chiusura (Baria et alii, 2004).

Nel settembre 2004 fu eseguita una prova sul quarto pozzo GPK4 con una portata costante di 30 l/s (108 m³/h), per 2 ore la portata fu aumentata a 44 l/s (158 m³/h). La pressione a testa pozzo risultò di 17.5 MPa. La prova terminò dopo l'iniezione di 9000 m³ di acqua a causa della rottura delle pompe di iniezione. La prova riprese nel Febbraio 2005 con 12.500 m³ di acqua alla portata di 45 l/s (162 m³/h) e la pressione a testa pozzo raggiunse i 18.5 MPa (Dorbath et alii, 2009). Circa 128 eventi con $1.0 < M_L < 2.7$ furono registrati durante la prova, ma nessuno con $M_L > 2$ avvenne durante la chiusura (Evans et alii, 2012).

Nel 2005 un sistema a tre pozzi fu utilizzato per una prova a circuito chiuso (produzione-reiniezione) della durata di 6 mesi con una portata di 15 l/s (54 m³/h). Per la produzione furono utilizzati i pozzi GPK2 e GPK4. Il fluido fu iniettato nel pozzo GPK3 con pressione a testa pozzo che andò aumentando da 4 a 7 MPa. L'attività sismica si manifestò subito dopo l'inizio dell'iniezione con un totale di 32 eventi con $M_L > 1.2$ (max $M_L = 2.3$) (Evans et alii, 2012).

Nel 2008 un secondo test di circolazione della durata di 2 mesi utilizzando il pozzo GPK2 e GPK3 fu eseguito con portate di 25 l/s (90 m³/h). Per 5 settimane non fu registrato nessun evento sismico con una pressione di reiniezione nel pozzo GPK3 di 6 MPa. La sismicità iniziò quando la pressione aumentò producendo quattro eventi con $1.3 < M_L < 1.4$ (Cuenot et alii, 2010).

3.2.4 Svizzera

3.2.4.1 Basilea

Quello di Basilea è un altro progetto del tipo EGS ubicato nella parte sud del Graben del Reno. In questo sito il basamento granitico si trova al di sotto di 2.4 km di sedimenti. La regione è caratterizzata da una moderata sismicità sebbene la città di Basilea fu seriamente danneggiata da un terremoto avvenuto nel 1356 (Meghraoui et alii, 2001).

Nel 2006 il pozzo BS1, ubicato nelle vicinanze della città di Basilea, raggiunse la profondità di 5 km registrando temperature di 190°C. Nel 2006 iniziò un test di iniezione con 11.500 m³ di acqua con portate progressivamente in aumento da 1 a 55 l/s (198 m³/h) in 5 giorni. La pressione a testa pozzo raggiunse i 30 MPa (Haring et alii, 2008). Una rete di sei sensori in pozzo fu utilizzata per monitorare l'attività sismica. La sismicità iniziò alla pressione di iniezione di pochi MPa indicando che le rocce erano vicini allo stress critico. Più di 10.500 eventi furono registrati durante il test, con magnitudo in aumento all'aumentare della portata e della pressione (Figura 3-11).

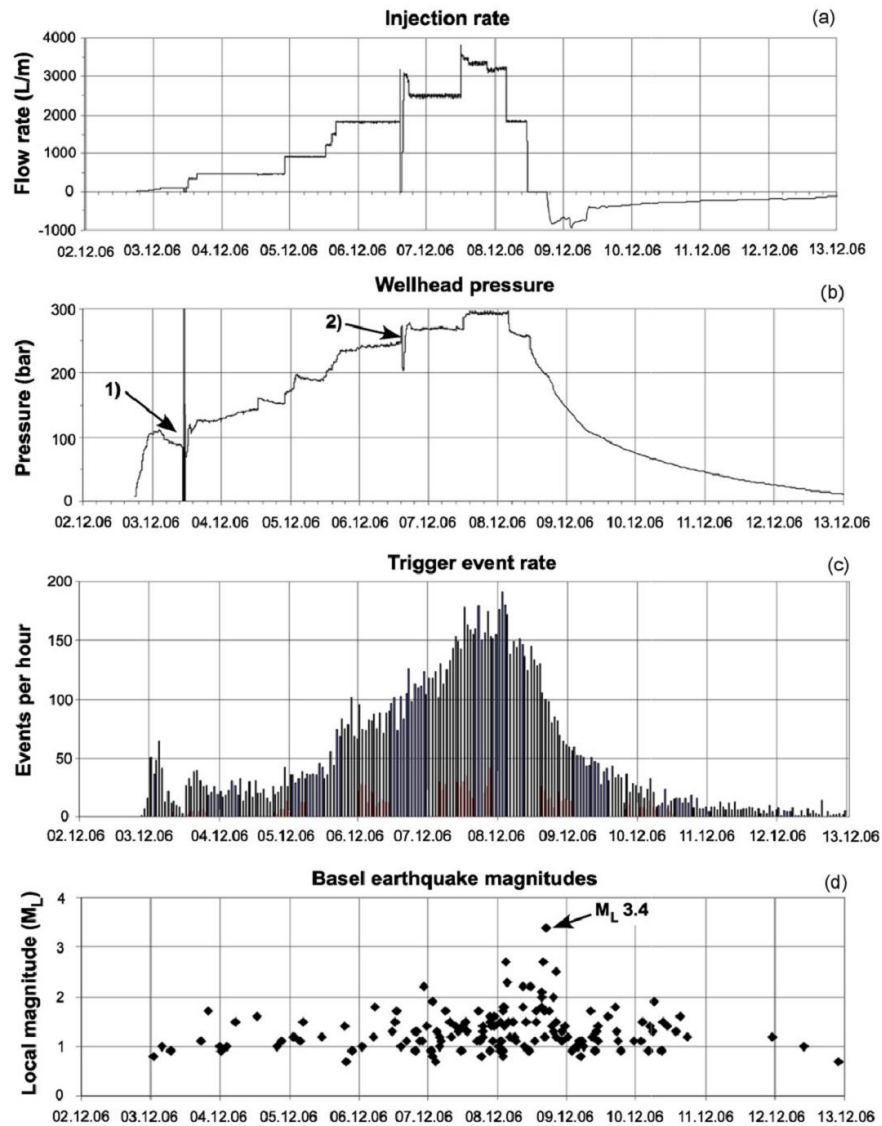


Figura 3-11. Test di stimolazione idraulica del pozzo BS-1. A) portata, b) pressioni a testa pozzo, c) eventi sismici, d) magnitudo dei terremoti (Haring et alii, 2008).

L'8 dicembre 2006 si ebbe un evento con $M_L=2.6$ all'interno del serbatoio. La portata fu ridotta a 30 l/s per 5 ore prima della chiusura. Due eventi con M_L di 2.7 e 3.4 avvennero nelle 24 ore successive la chiusura della prova. Nei giorni successivi il pozzo fu in parte svuotato e l'attività sismica diminuì rapidamente sebbene tre eventi con magnitudo maggiore di 3.0 avvennero nei due mesi successivi (Haring et alii, 2008). La distribuzione degli ipocentri definisce una nuvola a forma di lente di 1.2 km di diametro ubicata a tra 4 e 5 km di profondità e direzione circa NNW-SSE. Durante la fase di iniezione la sismicità si allontanò dal pozzo e l'aumento della portata e pressione fece aumentare il numero di eventi (Haring et al 2008).

3.2.5 Nuova Zelanda

I campi geotermici della Nuova Zelanda sono ubicati in un sistema vulcano-tettonico di alta temperatura che mostra un livello di microsismicità naturale molto variabile.

3.2.5.1 Wairakei-Tauhara

Il campo geotermico di Wairakei è in produzione dal 1958. Il serbatoio geotermico ad acqua dominante è ospitato all'interno di vulcaniti tettonizzate tipo horst e graben delimitati da faglie dirette. Il tetto del serbatoio varia da 1.2 a 2.5 km di profondità ed è caratterizzato da temperature maggiori di 200°C.

In mancanza di reiniezione la pressione del campo di Wairakei e quello interconnesso di Tauhara scese di 25 bar nei primi 20 per poi rimanere costante. Nel 1984 iniziò l'attività di reiniezione di acqua a profondità di 1300 m e pressioni di 5 MPa accompagnata dall'accadimento di alcuni terremoti di bassa magnitudo (Sherburn, 1984; Allis et alii, 1985). Questo è il primo caso di sismicità indotta avvenuto in Nuova Zelanda.

Nel 1988-89 fu eseguito un test nel pozzo WL2 iniettando con 5.2 Mt di acqua a 130°C ad una profondità di 450 m (Hunt et alii, 1990; Hunt et alii, 2009). Il pozzo accettò l'acqua per gravità per cui si ebbe un minimo aumento della pressione nel pozzo. Alla fine della prova il fluido si era accumulato intorno al pozzo formando un cono temporaneo alto 50 m con un aumento della pressione nel serbatoio. Una rete sismica dotata di 4 stazioni non fu capace di distinguere la sismicità indotta, se avvenne, da quella naturale (Sherburn et alii, 1990).

Nel 1990 iniziò il primo test a lungo termine di reiniezione nell'area di Otupu e nel 2005 un test di iniezione nell'area di Aratiatia. Gli studi sulla sismicità eseguiti su entrambe i due casi non furono capaci di distinguere una sismicità indotta osservabile ($M \geq 1.5$) (Sherburn et alii, 2015).

3.2.5.2 Rotokawa

La produzione di energia elettrica a Rotokawa è iniziata nel 1997 con 35 MWe ed è aumentata significativamente nel 2010 con altri 140 MWe. La sismicità naturale pre-produzione è di basso o moderato livello (Sherburn et alii, 2015).

L'attività di reiniezione è iniziata prima nel serbatoio superficiale. A partire dal 2005 quando è iniziata la reiniezione delle condense nel serbatoio profondo, Rotokawa ha visto l'insorgere di una microsismicità permanente (Bannister et alii, 2008; Sewell et alii, 2013; Sherburn et alii, 2013).

I risultati del monitoraggio a Rotokawa dal 2008 al 2012 mostrano che più di 1000 eventi di $M_L \geq 0.8$ e 50 eventi con $M_L \geq 2$ (massimo $M_L = 3.1$) sono ubicati all'interno del campo, circa il 70% all'interno di un volume di circa 1.5 km³ compreso tra il settore SE della reiniezione e quello NW della produzione e a profondità comprese tra 1.5 e 3 km. Si ritiene che la microsismicità sia legata a variazioni di stress dovuta alla contrazione

per raffreddamento del serbatoio in quanto la temperatura dei fluidi reiniettati è di 200°C più bassa rispetto a quella di serbatoio (Sherburn et alii, 2015).

3.2.6 Islanda

L'energia geotermica è stata prodotta a scala commerciale per il teleriscaldamento a partire dal 1928 e per produzione di energia elettrica dal 1969. Il paese è ricco di risorse geotermiche sia con sistemi geotermici ad alta temperatura ($T_{\text{serbatoio}} > 200^{\circ}\text{C}$) che a bassa temperatura ($T_{\text{serbatoio}} < 120^{\circ}\text{C}$) che a media temperatura ($120 < T_{\text{serbatoio}} < 150^{\circ}\text{C}$). Tutti i campi geotermici ad alta temperatura sono ubicati lungo il ridge medio atlantico e i relativi vulcani attivi (Flovenz et alii, 2015).

L'attività di iniezione in pozzi geotermici in Islanda è utilizzata sia per la stimolazione che per il mantenimento della pressione e la ricarica del serbatoio. In molti casi l'iniezione avviene a pressioni inferiori di qualche MPa o per gravità poiché il serbatoio geotermico ospitato in rocce basaltiche ha per natura un'alta trasmissività. Molte aree geotermiche mostrano fasi intermittenti di attività sismica naturale, chiaramente non legate all'attività di iniezione di fluidi, alternate a fasi legate invece all'attività umana (Evans et alii, 2012).

3.2.6.1 Krafla

La produzione di energia elettrica nel campo geotermico di Krafla è iniziata dal 1977. 60 MWe sono installati all'interno della caldera di Krafla generata da una serie di eruzioni e attività intrusiva legata ad un ispessimento della crosta avvenuto tra il 1975 e il 1984 (Gudmundsson, 2001). Durante questo periodo si è avuto un aumento considerevole dell'attività sismica.

Nel 2004 fu eseguito un monitoraggio dell'attività di iniezione nel pozzo KG26. Questo pozzo è infatti utilizzato come pozzo di reiniezione ad una profondità di 2.0-2.1 km con portate di 70 l/s e pressione a testa pozzo di 0.3 MPa. Durante la campagna di monitoraggio l'attività di iniezione avveniva con una portata di 45 l/s e pressione a testa pozzo di 0.1 MPa. Le attività di iniezione furono interrotte per 11 giorni. Durante due mesi di monitoraggio furono registrati quattro eventi sismici al giorno con $M_L < 2$ (Tang et alii, 2008). Gli ipocentri sono stati ubicati a profondità comprese tra 1 e 3 km lungo un trend con orientazione circa E-W vicino al pozzo (Kahn, 2008; Tang et alii, 2008). Fu dedotto che la maggior parte di questi eventi sismici fosse da associare alle attività di iniezione, sebbene non ci siano stati chiari cambiamenti nella frequenza degli eventi sismici con l'interruzione dell'iniezione (Tang et alii, 2005b).

3.2.6.2 Laugaland

Il campo geotermico di Laugaland è un campo a bassa temperatura che a causa della coltivazione ha avuto una perdita di pressione di 3.5 MPa (Axelsson et alii, 2000). Per ricaricare il serbatoio per due anni venne iniettata acqua a 15-20°C con portata di 6-24

kg/s e pressione a testa pozzo di 2.8 MPa all'interno di due pozzi profondi (1.6 e 2.8 km). L'attività microsismica fu monitorata durante le attività di iniezione con una rete capace di individuare eventi con $M_L=-1$, ma non furono registrati eventi sismici che possono essere correlati all'attività di iniezione (Axelsson et alii, 2000).

3.2.6.3 Hengill

Il campo geotermico di Hengill è ubicato in una regione vulcanica attiva, due campi geotermici infatti si trovano ubicati rispettivamente a nord e a sud del Vulcano di Hengill. L'area è caratterizzata da episodi di sismicità naturale e due eventi di $M_L=5.0$ sono avvenuti nel 1998 (Agustsson and Halldorsson, 2005).

Il campo geotermico a nord, denominato Nesjavellir, è uno dei campi geotermici a maggior temperatura in coltivazione in Islanda a partire dal 1987 (Arnason et alii, 2010; Tang et alii, 2006). Il campo geotermico a sud, denominato Hellisheidi, caratterizzato da alte temperature ha iniziato a produrre energia elettrica a partire dal 2006 (Evans et alii, 2012).

Durante la perforazione e la stimolazione del pozzo HE8 profondo 2.8 km nel campo di HellSheidi, fu registrata una significativa attività microsismica indotta. Durante la perforazione ci furono perdite di circolazione con portate di 20-50 l/s (Bjornsson, 2004). Raggiunti i 2500 m il pozzo fu stimolato con iniezioni di acqua con portata di 60 l/s (216 m³/h), questa attività ha coinciso con la registrazione di una serie di terremoti al di sotto del pozzo a profondità di 4-6 km. Subito dopo la ripresa della perforazione un'altra serie di eventi è avvenuta vicino al pozzo, il più forte dei quali con $M_L=2.4$ a profondità di 7 km. Dopo diversi mesi di chiusura del pozzo è stata iniettata acqua per 15 giorni con una portata di 50 l/s (180 m³/h) e pressione a fondo pozzo di 1.7 MPa, questa attività fu accompagnata da eventi con $-1.2 < M_L < -0.2$ ubicata a profondità comprese tra 4 e 6 km.

Anche durante le prove di iniezione nel pozzo HE21 eseguite nel febbraio 2006 fu osservato lo stesso comportamento del pozzo HE8. Dopo il completamento fu eseguita una prova di iniezione a profondità di 2 km per 3 giorni con portata di 31 l/s e pressioni in pozzo di 1.4 MPa (Mortensen et alii, 2006). Durante la prova furono registrati diversi eventi sismici con magnitudo $M_L=2$ in prossimità del pozzo (Axelsson et alii, 2006; Vogjord and Hjaltadottir, 2007). Dopo una settimana di chiusura del pozzo, fu eseguita una prova di iniettività di 2 giorni con portata di 65 l/s (234 m³/h) e una pressione in pozzo di 3.4 MPa (Mortensen et alii, 2006). Durante la prova non furono registrati eventi sismici sebbene alcuni eventi si sono registrati alcuni giorni dopo (Vogjord and Hjaltadottir, 2007).

4 SISMICITÀ INDOTTA/INNESCATA, ALCUNE CONSIDERAZIONI

Nella comunità scientifica a livello internazionale è ben conosciuto il problema legato alla sismicità indotta/innescata dalle attività antropiche in generale e nello specifico dalle attività di coltivazione dei campi geotermici. Allo stesso tempo è anche ritenuto molto difficoltoso riuscire a distinguere la sismicità indotta/innescata dalle attività di estrazione e reiniezione dei fluidi da quella naturale che caratterizza la maggior parte dei campi geotermici.

Sull'argomento preme riportare alcune considerazioni partendo proprio da quanto concluso dal rapporto ICHESE (2014) in merito all'accadimento di questo fenomeno nei campi geotermici: *Numerosi rapporti scientificamente autorevoli descrivono casi ben studiati 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. E' difficile, a volte impossibile, utilizzare il termine provata per questi casi. 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, durante operazioni per recupero avanzato di idrocarburi o per tenere costante la pressione. Esistono comunque alcuni casi in cui l'attività sismica è stata associata a re-iniezione di acqua di processo nello stesso serbatoio dal quale è stato estratto olio o gas (ICHESE, 2014).*

*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 (ICHESE, 2014)*

Il rapporto ICHESE (2014) prosegue affermando che 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.

Un terremoto innescato è un particolare tipo di terremoto tettonico, nel quale piccoli effetti prodotti da attività umane hanno anticipato il momento in cui il terremoto sarebbe avvenuto e pertanto è ancora più difficile da trattare. Più semplice è il caso della sismicità indotta, in quanto le azioni umane hanno una influenza significativa; pertanto possono essere studiate variazioni nelle metodologie operative utilizzabili per abbassare significativamente la probabilità di questi eventi. Sistemi di monitoraggio con

livelli crescenti di allarme (i cosiddetti sistemi a semaforo) sono in effetti stati sviluppati e applicati solo per casi di sismicità indotta (ICHESE, 2014).

In merito alle definizioni appena riportate Colucci et alii (2015) affermano che: *“In particolare si ricorda che si considerano “naturali” i terremoti che avvengono per il rilascio di energia in zone tettonicamente attive, mentre si distingue tra terremoti indotti - dove le attività antropogeniche producono cambiamenti di sforzo tali da provocare eventi sismici - e terremoti “innescati” (triggered earthquakes), dove aumenti del campo di sforzo, dovuti ad attività umane, possono essere sufficienti a provocare un rilascio di energia e dunque attività sismica in un’area già al limite delle condizioni di equilibrio. Da queste considerazioni è facile dedurre l’estrema complessità della materia che inevitabilmente va a toccare uno dei problemi irrisolti e molto dibattuti in tutta la comunità scientifica mondiale e che riguarda la previsione dei terremoti”.*

Sull’argomento della sismicità indotta e innescata oltre alla casistica riportata nel capitolo precedente si vuole riportare quanto è emerso durante il congresso “Induced seismicity from energy technologies including carbon capture and storage, Enhanced geothermal system, production from gas shales and enhanced oil recovery” tenutosi a Washington il 19 giugno del 2012.

Intervento di Murray W. Hitzman, Charles Fogarty Professor of Economic Geology, Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines, Golden, CO:

....Sebbene la maggior parte dei terremoti che si verificano nel mondo ogni anno hanno cause naturali, alcuni di questi terremoti e una serie di eventi sismici di bassa magnitudo sono legati alle attività umane e sono chiamati “induced seismic events” o “induced earthquakes”.

Dal 1920 è stato verificato che l’iniezione o l’estrazione di fluidi dalla terra è una potenziale causa di eventi sismici che possono essere avvertiti. Solo un piccolo numero di attività di iniezione ed estrazione in centinaia di migliaia di siti di sviluppo di energia negli Stati Uniti ha indotto sismicità a livelli che sono stati sentiti dal pubblico.

La commissione conclude che mentre i meccanismi generali che creano sismicità indotta sono ben compresi, attualmente non siamo in grado di prevedere con precisione la magnitudo o il verificarsi di questi eventi a causa della mancanza di dati completi su complessi rocciosi naturali o sistemi nel sottosuolo e per la mancanza di modelli predittivi validati.

La commissione ha rilevato che gli eventi sismici indotti più forti associati a progetti energetici riportati nella letteratura tecnica sono associati a progetti nei quali non si ha bilanciamento tra grandi volumi di fluidi iniettati o estratti dal terreno.

Ci sono tre tipi di risorse geotermiche: 1) a vapore dominante, dove il vapore è contenuto nei pori o nelle fratture di rocce calde, 2) acqua dominante, dove acqua calda è presente nelle rocce e 3) Enhanced Geothermal Systems (EGS) dove la risorsa è costituita da rocce

calde secche che richiedono una stimolazione per permettere il movimento di fluidi per uno sviluppo commerciale. Sebbene siano ben documentati casi di sismicità indotta avvertita con tutti e tre i tipi di risorse geotermiche, lo sviluppo di risorse geotermiche generalmente cerca di mantenere un bilanciamento tra il volume di fluido prodotto e quello reiniettato per estendere la durata della risorsa geotermica. Il bilanciamento del fluido aiuta a mantenere più o meno costante la pressione del serbatoio, vicino al valore iniziale di pre-produzione e aiuta a ridurre il potenziale di sismicità indotta.

Il monitoraggio sismico in campi geotermici ad acqua dominante nell'ovest degli Stati Uniti ha dimostrato che relativamente pochi eventi di sismicità indotta sono percepiti. Comunque, nel campo geotermico a vapore o vapore dominante di The Geysers nel nord della California, la grande differenza di temperatura tra fluidi iniettati e il serbatoio geotermico ha comportato un significativo raffreddamento delle rocce calde sotterranee del serbatoio. Ciò ha portato ad una notevole quantità di sismicità indotta. La tecnologia EGS è nelle prime fasi di sviluppo. Molti paesi, tra cui gli Stati Uniti hanno progetti pilota per testare il potenziale per la produzione commerciale. In tutti i casi di EGS generalmente bassi livelli di sismicità indotta sono stati registrati.

Intervento di William Leith, Senior Science Advisory for Earthquake and Geologic Hazards, U. S. Geological Survey, Dipartimento of the Interior:

L'industria ha lavorato per espandere lo sviluppo di risorse geotermiche non convenzionali conosciute con il nome di Enhanced Geothermal Systems (EGS), a causa del loro notevole potenziale per contribuire al mix energetico interno degli Stati Uniti. Queste risorse geotermiche sono diffuse in tutti gli Stati Uniti e sono aree con alto flusso di calore ma bassa permeabilità. Per rendere i progetti EGS fattibili, la permeabilità delle formazioni geologiche deve essere migliorata tramite l'iniezione di fluidi ad alta pressione in formazioni con bassa permeabilità e indurre scivolamenti di taglio su fratture pre-esistenti.

Questo processo di miglioramento di permeabilità generalmente induce un grande numero di piccoli terremoti con magnitudo minore o uguale a 2 (microterremoti). I microterremoti forniscono informazioni critiche sulla estensione spaziale e l'efficacia del serbatoio creato. A seconda delle circostanze, comunque, la sismicità risultante può essere grave con conseguenze impreviste come la cessazione del progetto se qualcuno degli eventi indotti è sufficientemente grande (magnitudo maggiore di 4) da creare danni in superficie o disturbo ai residenti nelle vicinanze.

Nel 2015 Dempsey e Suckale hanno studiato la sismicità indotta da alcuni campi geotermici idrotermali e di tipo EGS. Di seguito si riportano le principali conclusioni di questo lavoro:

Nei sistemi idrotermali le portate di iniezione variano tra 10 e 100 kT (10^6 kg) al giorno. Il corrispondente livello di sismicità è basso, compreso tra 0.01 a 0.2 eventi percepiti ($M > 2.5$)

al giorno, o da 4 a 73 eventi sentiti per anno. Il grado di correlazione tra iniezione e sismicità varia da molto buono per il sistema geotermico di The Geysers, a moderato per Salton Sea, Rotokawa e Larderello, e non evidente per Puhagan.

Per quanto riguarda i sistemi EGS le attività di stimolazione tipicamente prevedono iniezioni di acqua ad alta pressione per indurre rotture meccaniche di fratture e faglie esistenti allo scopo di produrre una rete di fratture permeabili attraverso le quali far circolare acqua per estrarre calore. Rispetto ai sistemi geotermici idrotermali, nei sistemi EGS la fase di stimolazione tipicamente dura giorni (diversi mesi nel caso di Newberry). In diversi casi si evidenzia una pronunciata coda di declino della sismicità dopo il termine dell'attività di iniezione, in genere dopo diversi giorni (o diverse settimane per Newberry). Il tasso di iniezione (da 0.5 a 5 kT al giorno) nelle operazioni di stimolazione dei progetti EGS è generalmente più basso di quello dei sistemi idrotermali in produzione. Questo perché la stimolazione EGS tipicamente utilizza un singolo pozzo con bassa permeabilità (e quindi una ridotta capacità di accettare fluido) in contrapposizione alla attività di iniezione in più pozzi con permeabilità maggiore nei sistemi idrotermali in produzione. Comunque, nonostante i relativi bassi tassi di iniezione, i tassi di sismicità avvertita sono di ordini di grandezza maggiori, da 0.5 a 5 eventi per giorno. L'evento sismico più grande a Basilea, Soultz GPK3 e Newberry è avvenuto dopo la chiusura (shut-in) del pozzo.

Dempsey e Suckale (2015) eseguono anche un paragone tra il comportamento dei campi geotermici idrotermali e quelli EGS:

Per ognuno delle dieci sequenze di terremoti di Figura 4-1 e Figura 4-2 è stato stimato il numero totale di eventi percepiti ($M > M_c^1$) integrando il profilo del tasso di sismicità, \dot{n} , fino al momento dell'evento di più grande magnitudo. Questo varia approssimativamente da 1 evento per l'EGS di Newberry a più di 1000 eventi per il sistema geotermico di The Geysers.

¹ Magnitude od completeness (M_c) è la minima magnitudo sopra la quale tutti i terremoti di una certa regione sono realmente registrati.

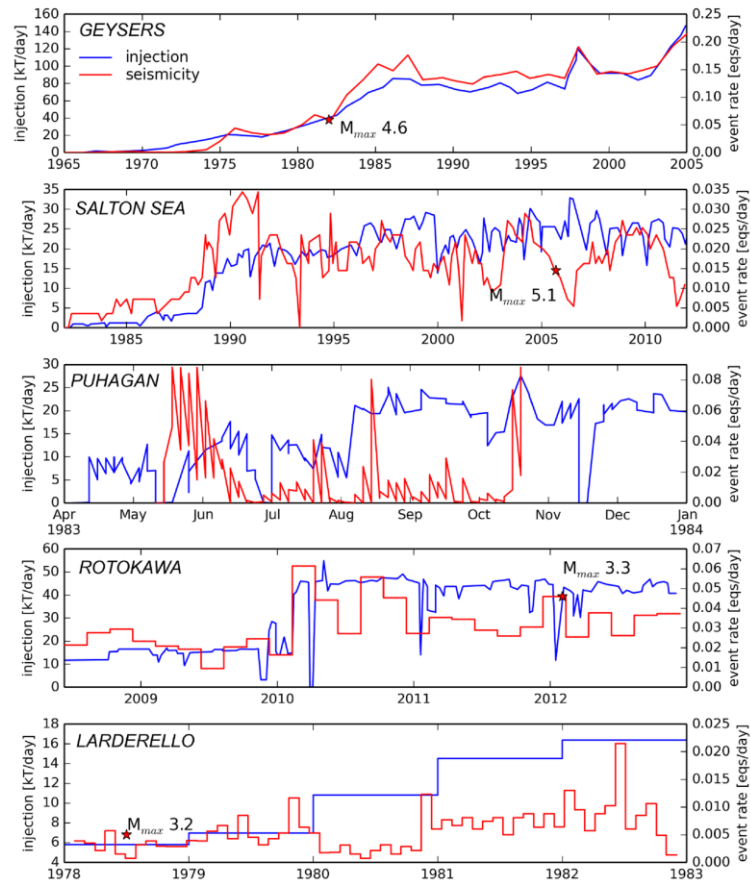


Figura 4-1. Volumi iniettati e grado di sismicità Gutenberg-Richter (GR) trasformato (\bar{n}) per i campi geotermici di The Geysers, Salton Sea, Puhagan, Rotokawa, Larderello (Dempsey et al., 2015)

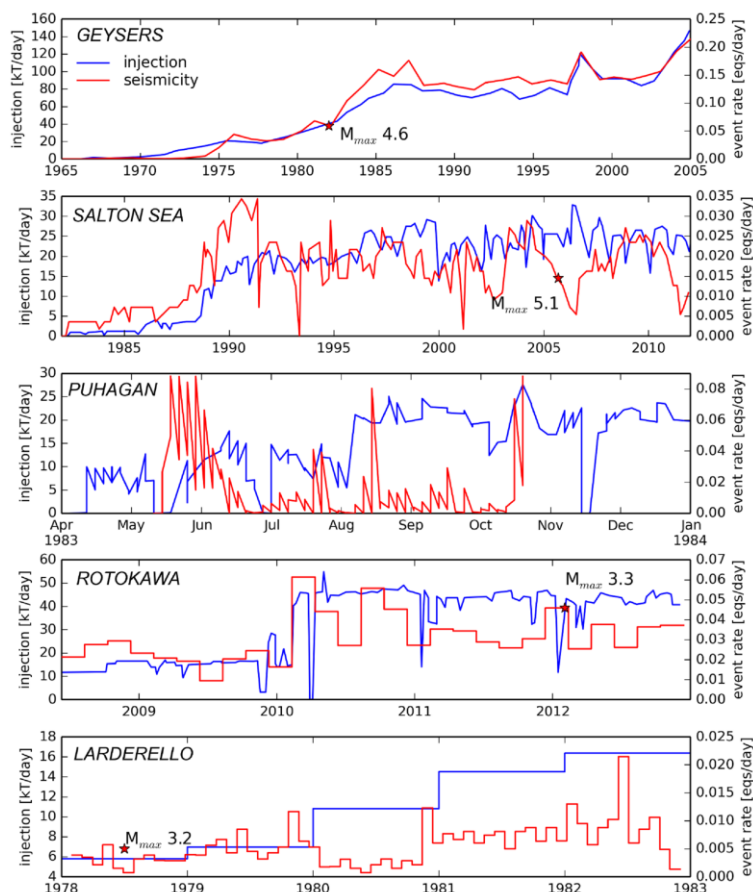


Figura 4-2. Volumi iniettati e grado di sismicità Gutenberg-Richter (GR) trasformato (\bar{n}) per i progetti EGS: Basilea, Solutz-sous-Forets, Cooper Basin e Paralana, Newberry.

Questi dati, per ogni sito, sono stati riportati su un grafico rispetto alla quantità totale di fluido iniettato (Figura 4-3). Dividendo la quantità totale di sismicità per il volume totale di iniezione è possibile stimare la suscettibilità, per ogni sito, a creare sismicità indotta. In sostanza, il numero di eventi sentiti indotto per massa di fluido iniettato. La quantità varia di diversi ordini di grandezza, con i sistemi idrotermali distinti da quelli di stimolazione EGS per la loro relativa bassa suscettibilità: ~ 1 evento per MT di fluido iniettato (10^{-3} eventi kT^{-1}) contro >30 eventi per MT^{-1} per i sistemi EGS. Paralana, Basilea e Cooper Basin sono i siti più "produttivi" con tassi di terremoti di circa 2000 eventi percepiti per MT di fluido iniettato (sebbene il volume iniettato sia compreso tra 5 e 50 kT).

La differenza di produttività sismica tra Sistemi idrotermali ed EGS è intuitiva. Le operazioni idrotermali sono tipicamente caratterizzate da una riduzione netta di massa dal sistema e, mentre la pressione potrebbe essere elevata intorno ai pozzi di reiniezione, grandi plume di sovrappressioni (sia in grandezza che volume) sono difficili da svilupparsi quando è attiva la produzione. Un altro fattore che potenzialmente limita grandi sovrappressioni è la relativa più alta permeabilità nei sistemi geotermici naturali che facilita il trasporto dei fluidi lontano dal pozzo, mitigando ulteriormente l'aumento di pressione. Al contrario, le stimolazioni EGS prevedono l'introduzione di grandi quantità di massa, confidando nella elevata pressione del fluido per fratturare la roccia e aumentare la permeabilità. La permeabilità pre-stimolazione tende ad essere bassa, ciò contribuisce

ad un innalzamento della pressione anche con bassi tassi di iniezione (paragonati a quelli idrotermali).

Le operazioni di reiniezione in sistemi idrotermali producono un numero di terremoti minore di diversi ordini di grandezza a parità di massa di fluido reiniettata rispetto ai sistemi EGS.

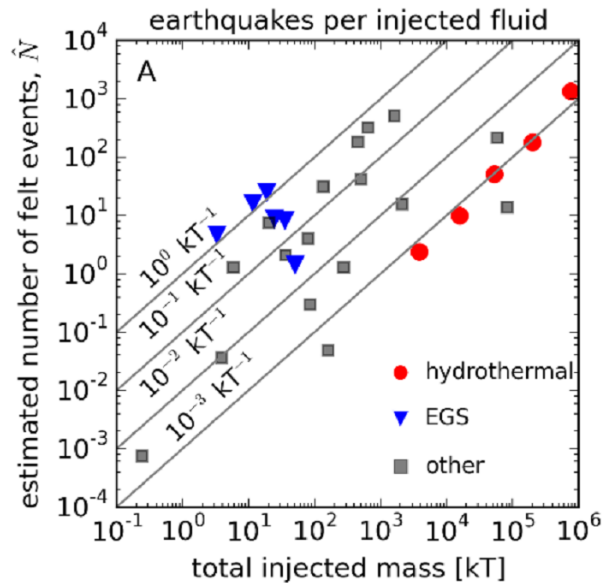


Figura 4-3. Sequenze di terremoti indotti e le loro operazioni di iniezione associate. Rosso=sistemi idrotermali, blu= sistemi EGS , altri 17= casi di progetti Oil&Gas. A) Stima della sismicità sentita, \hat{N} , rispetto alla massa totale di fluido iniettato. Sono visualizzate anche le linee di costante suscettibilità (Dempsey e Suckale, 2015).

Nella Tabella 4-1 e Tabella 4-2 sono riportati i dati inerenti la sismicità indotta in 45 campi geotermici sia di tipo idrotermale che di tipo EGS. Le informazioni sono state ricavate dalle pubblicazioni presentate nel capitolo precedente e servono per fornire un quadro sintetico sulla sismicità indotta e il tipo di attività di coltivazione dei campi geotermici.

	Progetto	Ubicazione	Tipo	Profondità (km)	Tipo di roccia	Regime di stress	Tipo di prova	Portata di iniezione (l/s)	Portata di iniezione (t/h)	Volume acqua (m3)	Durata della prova	Pressione a testa pozzo (MPa)	Pressione in pozzo (Mpa)	Frequenza degli eventi	Massima ML	Anno
1	The Geyser	USA	Idrotermale	2-3	Sedimentarie		Iniezione	2000 l/s in 40 pozzi			7 anni			3/giorno	> 1,5	2003-2010
2	Coso	USA	Idrotermale	2-3	Graniti/metamorfiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione					3,5			4,9	
3	Le Mayet	Francia	EGS	0,75	Graniti	Faglie normali	Stimolazione	73		200		25			> 0	1987
4	Soultz	Francia	EGS	3,5	Graniti	Strike Slip/Faglie normali	Stimolazione	38		20000		10			1,9	1993
	Soultz	Francia	EGS	5,0	Graniti	Strike Slip/Faglie normali	Stimolazione	50			5,9 giorni	14,5		122/giorno, ML>1,0	2,5	2003
	Solutz	Francia	EGS	5,0	Graniti	Strike Slip/Faglie normali	Stimolazione	90		37000	10,6 giorni	16		23/giorno, ML>1,0	2,9	2003
	Solutz	Francia	EGS	5,0	Graniti	Strike Slip/Faglie normali	Stimolazione	45			7,4 giorni	17,14		17/giorno, ML>1,0	2,7	2003
5	Bad Urach	Germania	HDR	4,3	Gneiss	Strike Slip/Faglie normali	Stimolazione	50		5600		34			1,8	2002
6	Pozzo KTB	Germania	HDR	9	Gneiss	Strike Slip	Iniezione	9		200	0,3 ore	55			1,2	1994
7	Pozzo KTB	Germania	HDR	3-6	Gneiss	Strike Slip	Iniezione	1,2		2000	27 ore	30			0,5	2000
8	Landau	Germania	Idrotermale	3	Carbonatiche		Circolazione	70		Bilanciato		6			2,7	2007
9	Krafla	Islanda	Idrotermale	2	Basalti		Circolazione	45				0,1			≤ 2	2002-2004
10	Laugaland	Islanda	Idrotermale	1,8-2,8	Basalti		Circolazione	6-21				3,4			< -1	1997-1999
11	Svartsengi	Islanda	Idrotermale	2	Basalti		Iniezione	30		217000	5 mesi	3,4			< -1	1993
12	Hellisheidi	Islanda	Idrotermale	2,5	Basalti		Perforazione	50			15 giorni		1,7		2,4	2003
13	Fjallbacka	Svezia	HDR	0,5	Graniti	Thrust	Stimolazione	21		200		13			-0,2	1989
14	Basilea	Svizzera	EGS	5	Graniti	Strike Slip	Stimolazione	55		12000	5 giorni	30		400/giorno, ML>-1,0	3,4	2006
15	Rosemanowes	Regno Unito	HDR	2,5	Graniti	Strike Slip	Circolazione	33				11			2,0	1987
16	Simbach-Brunau	Austria	Idrotermale	1,9	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	74		Bilanciato			0,1		N-Rep	2001
17	Altheim	Austria	Idrotermale	2,2	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	81		Bilanciato		< 1,7			N-Rep	2001
18	Geinberg	Austria	Idrotermale	2,1	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	21		Bilanciato		< 0,2			N-Rep	1998
19	Bad Blumau	Austria	Idrotermale	2,6	Carbonatiche		Circolazione	30		Bilanciato		< 0,7			N-Rep	1999
20	Thisted	Danimarca	Idrotermale	1,25	Arenarie		Circolazione	56		Bilanciato		1,7			N-Rep	2001

Tabella 4-1. Case history di attività geotermica e sismicità indotta. (N-Rep: nessun evento riportato sia dalla popolazione che da rete sismica locale).

	Progetto	Ubicazione	Tipo	Profondità (km)	Tipo di roccia	Regime di stress	Tipo di prova	Portata di iniezione (l/s)	Portata di iniezione (t/h)	Volume acqua (m3)	Durata della prova	Pressione a testa pozzo (MPa)	Pressione in pozzo (Mpa)	Frequenza degli eventi	Massima ML	Anno
21	Margretheholm	Danimarca	Idrotermale	2,5	Arenarie		Circolazione	65		Bilanciato		7			N-Rep	2004
22	Bacino di Parigi	Francia	Idrotermale	1,16-1,98	Carbonatiche		Circolazione	83		Bilanciato		3,5			N-Rep	1971-
23	Neustadt-Glewe	Germania	Idrotermale	2,4	Arenarie		Circolazione	31		Bilanciato			0,8		N-Rep	1995
24	Waren	Germania	Idrotermale	1,55	Arenarie		Circolazione	14		Bilanciato			6		N-Rep	1984
25	Neubrandenburg	Germania	Idrotermale	1,25	Arenarie		Circolazione	28		Bilanciato			1,1		N-Rep	1989
26	Gross Schonebeck	Germania	Idrotermale	4	Arenarie-Vulcaniti	Faglie normali	Stimolazione	150		13000		59			-1,1	2007
27	Horsberg	Germania	Idrotermale	4	Arenarie		Stimolazione	50		20000		32			< 0	2003
28	Straubing	Germania	Idrotermale	0,8	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	45		90% iniezione		1,9	1,5		N-Rep	1999
29	Munich-Pullach	Germania	Idrotermale	3,4	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	32		Bilanciato			4		N-Rep	
30	Munich-Riem	Germania	Idrotermale	2,7-3,0	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	75		Bilanciato			2,5		N-Rep	
31	Unterhaching	Germania	Idrotermale	3,6	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	120		Bilanciato			2,5		2,4	2007
32	Unterschleissheim	Germania	Idrotermale	1,6	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione	100		Bilanciato			< 1,0		N-Rep	2003
33	Bruchsal	Germania	Idrotermale	2,0-2,5	Arenarie		Circolazione	24		Bilanciato			0,5		N-Rep	2008
34	Bialy-Dunajec	Polonia	Idrotermale	2,4	Carbonatiche	Faglie normali	Circolazione	186		Bilanciato		6	3,8		N-Rep	2001
35	Uniejow	Polonia	Idrotermale	2	Arenarie		Circolazione	19		Bilanciato			0,7		N-Rep	2001
36	Riehen	Svizzera	Idrotermale	1,25-1,55	Carbonatiche		Circolazione	18		Bilanciato		1,5			N-Rep	1989
37	Palinpinon - Tongonan	Filippine	Idrotermale	1-4	Vulcaniti		Circolazione			Bilanciato				100/giorno	0<M<2,5	1983-
38	Wairakei-Tauhara	Nuova Zelanda	Idrotermale	0,45	Vulcaniti		Circolazione			5,2 Mt	1 anno	gravità				1988-89
39	Rotokawa	Nuova Zelanda	Idrotermale	3,5-4	Vulcaniti		Circolazione								3,1	2008-2012
40	Monte Amiata	Italia	Idrotermale	3	Metamorfiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione								3,5	1969
41	Larderello-Travale	Italia	Idrotermale	2	Carbonatiche/Metamorfiche	Strike Slip/Faglie normali	Circolazione		1500						3,0, 90% ML<2	1977
42	Latera	Italia	Idrotermale	2,8	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Iniezione	45		30000					2	1984
43	Torre Alfina	Italia	Idrotermale	2,0	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Iniezione	40		42000	2 mesi	1,2			3	1977
44	Cesano	Italia	Idrotermale	2,0	Carbonatiche	Strike Slip/Faglie normali	Iniezione	15		2000	1,5 giorni	7,5			2	1978
45	Ferrara	Italia	Idrotermale		Carbonatiche	Thrust	Circolazione			36M	17 anni					1995

Tabella 4-2. Case history di attività geotermica e sismicità indotta. (N-Rep: nessun evento riportato sia dalla popolazione che da rete sismica locale).

La casistica riportata sebbene costituita da molti esempi contiene dati ed informazioni troppo eterogenei per poter essere utilizzata per uno studio statistico, tuttavia permette di trarre alcune conclusioni:

- Si osserva che i terremoti indotti si sono avuti con pressioni a testa pozzo alte (10-55 MPa) oltre ovviamente alla pressione della colonna d'acqua. Anche le porte iniettate per singolo pozzo sono molto alte (100-200 m³/h);
- Nei casi in cui l'iniezione dei fluidi è avvenuta solo per effetto della gravità, non si sono registrati eventi;
- Annualmente centinaia di eventi sismici si generano durante le operazioni di coltivazione dei campi geotermici ma in molti casi questi eventi hanno magnitudo $M_L < 2$. Eventi sismici associati ad attività di iniezione con $M_L > 2.5$ sono avvenuti in campi geotermici EGS;
- Tutte le aree geotermiche sono sismologicamente attive pertanto eventuali terremoti indotti con $M_L > 2$ non possono essere chiaramente distinti da quelli naturali;
- Tale distinzione può essere fatta solo nel caso in cui il terremoto avviene in concomitanza con l'attività di reiniezione e nelle immediate vicinanze del pozzo;
- Statisticamente per i campi geotermici toscani, i più simili a quelli di progetto, le attività di reiniezione dei fluidi provocano un aumento del numero di eventi di bassa magnitudo ($M_L \leq 2$) ma non in quello degli eventi con $M_L > 2$;
- Gli eventi sismici di magnitudo più alta rilevati nelle aree geotermiche italiane sono stati: Larderello $M_L = 3.0$, Monte Amiata $M_L = 3.5$, Latera $M_L = 2.0$, Torre Alfina $M_L = 3.0$. Il legare questi eventi all'attività di coltivazione dei campi geotermici presenta qualche dubbio in quanto questi eventi hanno magnitudo e profondità del tutto assimilabili a quelli naturali;
- I dati sono troppo limitati per verificare se l'iniezione in rocce sedimentarie tende ad essere meno sismogenetica rispetto all'attività di iniezione in rocce cristalline nelle stesse situazioni sismo-tettoniche e geologiche. Infatti la maggior parte dei dati relativi alle rocce ignee derivano da attività di stimolazione per iniezione che determina un aumento del volume di fluido in serbatoio, mentre la maggior parte dei dati per le rocce sedimentarie sono legati a circolazione in condizioni bilanciate legate a impianti geotermici in attività (Evans et alii, 2012).

Evans et alii (2012) hanno messo in relazione la massima magnitudo dei terremoti indotti con le pressioni di iniezione nei campi geotermici con serbatoio in rocce ignee e sedimentarie. Tutte le pressioni di iniezione sono maggiori di 8 MPa (80 bar). Lo studio

ha evidenziato che non esiste una semplice relazione tra pressione di iniezione e massima magnitudo degli eventi indotti. Pertanto alte pressioni di iniezione non aumentano il rischio di generare eventi sismici avvertibili che comunque possono accadere solo se altri fattori, come stato di stress e presenza di fratture orientate o zone di faglia, sono presenti.

Da quanto illustrato risulta che nel mondo scientifico è ben noto il fatto che l'attività di reiniezione di fluidi praticata in molti campi geotermici in esercizio in tutto il mondo genera sismicità indotta. Questo tipo di attività sismica tuttavia, sempre di livello molto basso e registrata solo strumentalmente, è difficilmente distinguibile da quella naturale anche perché i campi geotermici si trovano in aree sismicamente attive.

Un discorso a parte deve essere fatto per i progetti EGS e HDR. Infatti questi progetti hanno lo scopo di andare a creare permeabilità e quindi fratture in rocce che hanno temperature adatte allo sviluppo di un progetto geotermico ma mancano di permeabilità. In questi progetti le prove vengono eseguite iniettando grandi volumi di acqua con sovrappressioni a testa pozzo molto alte. Nel caso di Soultz l'iniezione di acqua è avvenuta con pressioni a testa pozzo di 10-34 MPa (100-340 bar) mentre per il progetto di Basilea di 30 MPa (300 bar). Con tali pressioni è stata registrata una sismicità indotta con alcuni eventi di $M_L > 2$.

In aggiunta a quanto illustrato, dalle esperienze di coltivazione dei campi geotermici Bromley (2012, 2013) trae le seguenti conclusioni:

“Molti dei campi geotermici convenzionali sono coltivati da più di 25 anni e nella maggior parte dei casi non hanno riportato nessun caso di sismicità indotta. Nei pochi casi in cui si è avuta sismicità indotta, questa generalmente è caratterizzata da piccoli o micro terremoti. La massima magnitudo registrata è di 4.6 a The Geysers in California.

I livelli di sismicità indotta (numero e magnitudo) dipendono dalle condizioni naturali: stress e attrito locale, orientazione e localizzazione delle faglie. In regioni attive tettonicamente, alti livelli di sismicità naturale sono comuni, le faglie possono essere pre-stressate e la sismicità può essere indotta da cambiamenti di stress.

I fattori che influenzano l'insorgere di sismicità sono: a) stress dovuti a contrazione volumetrica dovuta all'estrazione di fluido; b) stress termici creati dall'iniezione di fluidi freddi in rocce calde; c) stress chimici associati all'iniezione di salamoia o fluidi acidi che causano l'alterazione delle rocce.

L'esperienza mostra che gli eventi sismici indotti nei progetti geotermici sono generalmente di bassa magnitudo. Tuttavia, a causa della loro origine superficiale, gli eventi più grandi possono essere sentiti anche in superficie.

Dei centinaia di serbatoi geotermici convenzionali nel mondo, solo pochi hanno prodotto sismicità indotta di magnitudo tale da essere avvertita dalle persone durante la normale estrazione e reiniezione di fluidi. Questi eventi non hanno ridotto le operazioni nel serbatoio.

L'attività di iniezione in rocce cristalline induce più terremoti (di bassa magnitudo) rispetto a quella eseguita in rocce sedimentarie.

La reiniezione in profondità non necessariamente produce eventi di grande magnitudo.

Per determinare il rischio di accadimento di un evento indotto di grande magnitudo è necessario conoscere il background sismico e l'assetto geologico."

Quindi l'unico criterio disponibile per discriminare la sismicità naturale da quella eventualmente indotta dalle operazioni di reiniezione di fluidi è rappresentato dalla correlazione spazio-temporale tra operazioni nei pozzi e sismicità rilevata (Moia, 2008). Infatti i casi illustrati nel presente rapporto mostrano che esiste sia una relazione temporale che spaziale tra attività di reiniezione ed evento sismico indotto.

Pertanto risulta fondamentale non solo l'acquisizione di tutti i dati sismici pregressi per l'area di lavoro in termini di distribuzione temporale, magnitudo, distribuzione spaziale e ipocentro, ma anche la messa in opera di una rete di monitoraggio in grado di registrare e localizzare con precisione i microterremoti eventualmente generati dalle operazioni di coltivazione del campo geotermico.

A questo si deve aggiungere quanto suggerito da Bromley et alii (2012). Infatti è fondamentale, al fine di ridurre il rischio di creare danni per potenziali eventi sismici indotti, gestire le attività di coltivazione del campo controllando i seguenti fattori: aspetti geologici-strutturali del sito, pressione e temperatura di iniezione, volume del fluido, durata dell'attività di reiniezione e portata dei fluidi. In campi geotermici non ancora coltivati non è possibile, a priori, stabilire quali sono le migliori condizioni di coltivazione, risulta pertanto fondamentale a partire dalle condizioni di progetto, ottimizzare i parametri di estrazione/reiniezione durante la coltivazione del serbatoio geotermico.

5 MASSIMO TERREMOTO ATTESO PER IL PROGETTO CORTOLLA

Per il calcolo del massimo terremoto atteso generalmente si fa riferimento alla relazione empirica proposta da Lay e Wallace (1995) che lega la magnitudo momento (M_w) di un terremoto con la superficie della faglia che lo ha generato:

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log} \left(\frac{16}{7} \Delta\sigma r^3 \right) - 6 \quad (1)$$

Dove $\Delta\sigma$ è lo “*stress drop*” mentre “ r ” è il raggio della superficie della sorgente intesa come raggio equivalente per una faglia circolare.

Con il termine *stress drop* si intende la differenza lungo una faglia tra lo stato di stress prima e dopo un terremoto. Lo *stress drop* dei terremoti non è sempre ben definibile ma valori tipici variano da 0.1 a 100 MPa (Abercrombie, 1995). Allmann e Shearer (2009) studiando i terremoti avvenuti dal 1990 al 2007 in tutto il mondo con $M \geq 5.5$ hanno determinato che lo *stress drop* varia da 0.3 a 50 MPa e che il valore dello *stress drop* medio è di 4 MPa (3.85 MPa). Cocco e Rovelli (1989) studiando i grandi terremoti italiani ($M_L > 5.3$) riportano valori maggiori di 100 bar (90-430 bar). Konstantinou (2014) stima che lo *stress drop* per i terremoti avvenuti nell’area del mediterraneo con $M \leq 6.3$ è di 1.5 MPa (valori compresi tra 1 e 6 MPa), inferiore al valore di 2.6 MPa stimato da Hanks and Bakun (2002). Calderoni et alii (2010) hanno stimato per il terremoto del Molise ($M_w = 5.7$) del 2002 uno *stress drop* di 2 MPa e Rovelli e Calderoni (2014) riportano un valore di *stress drop* compreso tra 2 e 5 MPa per il terremoto dell’Umbria del 1997 ($M_w \geq 5.7$).

Secondo Abercrombie (1995) il momento sismico e con esso lo *stress drop* decresce gradualmente con la magnitudo del terremoto e che i terremoti tettonici sembrano avere maggiori valori di *stress drop* rispetto agli eventi sismici indotti.

Come illustrato nei capitoli precedenti, la magnitudo dei terremoti associata alla attività di coltivazione dei campi geotermici è generalmente bassa ($M_L \leq 2$).

Per avere un riferimento sulle pressioni in gioco è stato eseguita una valutazione per calcolare il valore di pressione minimo che può causare l’insorgere di sismicità nelle condizioni di progetto attraverso il metodo proposto da McGarr (2014).

In accordo con la legge effettiva di stress (Hubber and Rubey, 1959), lo sforzo di una faglia è dato dalla seguente relazione:

$$\tau = \tau_0 + \mu(\sigma_n - P) \quad (2)$$

Dove τ_0 è la coesione della roccia, μ è il coefficiente di attrito, σ_n è lo stress normale e P è la pressione di poro.

L’equazione (2) ci dice che lo stato di stress di una faglia opportunamente orientata all’interno di una formazione sismogenetica è compreso tra una serie di valori di *stress drop* $\Delta\tau$ di rottura. Cioè, se è passato molto tempo dal terremoto più recente, allora il

valore dello stress di carico della faglia dovrebbe essere vicino alla tensione di snervamento τ . Mentre, se un terremoto è appena avvenuto, la faglia si dovrebbe trovare a un livello di stress paria $\tau - \Delta\tau$. Lo stato di stress di taglio iniziale che agisce su una faglia, ben orientata per scorrere nel campo di stress ambientale, ricade in un range che va da $\tau_0 + \mu(\sigma_n - P)$ e $\tau_0 + \mu(\sigma_n - P) - \Delta\tau$ e così, se lo stress di carico medio è al centro della distribuzione, ci si deve aspettare che un aumento della pressione di poro ΔP pari a:

$$\Delta P = \frac{\Delta\tau}{2\mu} \quad (3)$$

è sufficiente a causare un terremoto.

Attraverso l'equazione (3) è quindi possibile calcolare l'incremento di pressione lungo una faglia a seguito della quale si ha l'innescio di un terremoto.

Assumendo un valore di *stress drop* $\Delta\tau$ pari a 3 MPa e coefficiente di attrito $\mu = 0.6$ (Jaeger et alii, 2007) si ottiene un valore di $\Delta P = 2.5$ MPa (25 bar). Questi valori sono estremamente superiori a quelli previsti di 1,2 bar per la reiniezione per il progetto Cortolla ed estremamente al di sopra dei valori di incremento della pressione risultanti dalla simulazione numerica.

Pertanto visto che il valore massimo di sovrappressione risultante dal modello numerico è estremamente inferiore al valore medio dello *stress drop* (1 bar contro 30 bar) e che tale variazione di pressione è in corrispondenza del pozzo (volume prossimo a 0), il calcolo della massima magnitudo attesa fornisce valori prossimi a 0.

Ad ogni modo è stato effettuato un calcolo con valori estremamente cautelativi.

Per quanto riguarda il parametro "r" dell'equazione (1) si deve ricordare che come illustrato nei capitoli precedenti nell'area di progetto dal 1900 ad oggi non si sono registrati eventi sismici significativi, inoltre in un intorno di qualche chilometro dal permesso sono stati registrati pochi eventi. Ciò fa ritenere che non sono presenti nell'area o nelle sue immediate vicinanze strutture attive, ciò è confermato anche consultando il Database Europeo delle faglie sismogenetiche e la banca dati ITACHA a cura dell'INGV. In nessuna delle banca dati sono presenti faglie attive nelle vicinanze dell'area di progetto. Pertanto non è possibile stimare le dimensioni della faglia che potenzialmente può essere riattivata dalla coltivazione del campo geotermico. Tuttavia, al fine del calcolo, si è ritenuto di considerare come superficie di faglia la massima superficie che attraversa il volume di roccia all'interno del quale si ha un certo aumento di pressione.

Visto che il valore massimo di variazione di pressione è in corrispondenza del pozzo (volume prossimo allo 0) si è ritenuto, al fine di effettuare comunque il calcolo della magnitudo massima, un volume pari a circa 5000 m³ (volume prossimo al tratto a foro

scoperto del pozzo). Inoltre sempre in via cautelativa si è considerato uno *stress drop* $\Delta\tau$ pari a 3 MPa (30 volte superiore a quello misurato).

Applicando questi valori all'equazione (1) si ottiene un valore di M_w pari a 0,6.

6 DOCUMENTAZIONE CONSULTATA

Abercrombie R.E. (1995). Earthquakes source scaling relationships from -1 to 5 M_L using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. of Geophysical Research*, Vol. 100, pp.24, 015-24.036.

Adams M.C., Moore J.N., Bjornstad S., Norman D.I. (2000). Geological history of the Coso Geothermal system. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, May 28 – June 10.*

Agustsson K., Halldorsson P. (2005). Seismic hazard in the Hengill area based on the SIL earthquake catalogue (First results). Report no. 05015. Vedurstofa, Reykjavik, Iceland, 39 pp.

Allis R.G., Currie S.A., Leaver J.D. and Sherburn,S. (1985). Results of injection testing at Wairakei geothermal field, New Zealand. *Geothermal Resources Council International Symposium on Geothermal Energy: International Volume*, pp. 289-294.

Allmann B., Shearer P.M. (2009). Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, B01310.

Arnason A., Eysteinnsson H., Hersir G.P. (2010). Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland. *Geothermics*, Vol. 39, pp. 13 – 34.

Associazione Amici della Terra (2008). *La risorsa geotermica per usi elettrici in Italia: Energia, Ambiente e Accettabilità Sociale.*

Axelsson G., Flovenz O.G., Hjartarson A., Hauksdottir S., Sverrisdottir G., Arnason F., Arnason A., Bodvarson R. (2000). Thermal energy extraction by reinjection from Laugaland geothermal system in North Iceland. *Proceedings World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28–June 10*, pp. 3027 – 3032.

Axelsson G., Thórhallsson S., Björnsson G. (2006). Stimulation of geothermal wells in basaltic rock in Iceland. In: *Proceedings ENGINE Workshop 3: Stimulation of Reservoir and Microseismicity*, Ittingen, Switzerland, 29 June–1 July, pp. 17 – 25.

Bannister S.C., Sherburn S., Powell T., and Bowyer D. (2008). Micro-earthquakes at the Rotokawa geothermal field, New Zealand. *Transactions Geothermal Resources Council*, Vol. 32, pp. 259 – 263.

Barelli A., Cappetti G., Stefani G. (1995b). Optimum exploitation strategy at Larderello-Valle Secolo. *Proceedings World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy*, pp. 1779 – 1783.

Baria R., Baumgaerner J., Gerard A., Jung R. (1997). European hot dry rock geothermal research programme 1996-1997. Final report to the European Commission, Bruxelles, Belgium, 192 pp.

Baria R., Michelt S., Baumgartner J., Dyer B.C., Gerard A., Nicholls J., Hettkamp T., Teza D., Soma N., Asanuma H., Garnish J., Megel T. (2004). Microseismic monitoring of the world's largest potential HDR reservoir. Proceedings 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, USA, January 26 – 28, pp. 194 – 201.

Batini F., Bufe C., Cameli G.M., Console R., Fiordelisi A. (1980a). Seismic monitoring in Italian geothermal areas I: Seismic activity in the Larderello – Travale region. Proceeding of second DOE – ENEL Workshop for Cooperative Research in Geothermal Energy, 20 – 23 October, Berkeley, California USA, pp. 20 – 47.

Batini F., Cameli G.M., Carabelli E., Fiordelisi A. (1980b). Seismic monitoring in Italian geothermal areas II: Seismic activity in the geothermal fields during exploitation. Proceeding of second DOE – ENEL Workshop for Cooperative Research in Geothermal Energy, 20 – 23 October, Berkeley, California USA, pp. 48 – 85.

Batini F., Console R., Luongo G. (1985). Seismological study of the Larderello-Travale geothermal area. *Geothermics*, Vol. 14.

Batini F., Fiordelisi A., Graziano F., Nafi Toksoz M. (1995). Earthquake tomography in the Larderello geothermal field. Proceedings of the World Geothermal Congress, Florence, Italy, May 18-31.

Batini F., Fiordelisi A., Moia F. (1990). Main features of seismicity in the Monte Amiata and Latera geothermal areas (Italy). Proc. XXII Gen. Assoc. of the European Seismological Commission, Barcelona, pp. 649 – 654.

Bhattacharyya J., Lees J.M. (2002). Seismicity and seismic stress in the Coso range, Coso Geothermal field, and Indian Wells Valley region, southeast-central California. *Geology Society of America Memoir* 195, pp. 243 – 257.

Billi B., Cappetti G., Luccioli F. (1986). Enel activity in the research, exploration and exploitation of geothermal energy in Italy. *Geothermics* Vol. 15 (5-6), pp. 765 – 779.

Bjornsson G. (2004). Reservoir conditions at 3-6 km depth in the Hellisheidi Geothermal Field, SW Iceland, estimated by deep drilling, coldwater injection, and seismic monitoring. In: Proceedings 29th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, USA, January 26–28, pp. 67 – 74.

Bromley C. (2012). Geothermal induced seismicity: summary of international experience. IEA-GIA Environmental Mitigation Workshop, Taupo 15 – 16 June.

Bromley C. (2014). Seismicity and subsidence: examples of observed geothermal deformation synergies from New Zealand. Proceedings, Thirty-Eighth Workshop on

Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, California, February 24 -26.

Bromley C., Majer E.L. (2012). Geothermal induced seismicity-Risks and rewards. Proceedings New Zealand Geothermal Workshop 2012, 1- 21 November, Auckland, New Zealand.

Calderoni G., Rovelli A., Milana G., and Valensise G. (2010). Do strike-slip faults of Molise, central-southern Italy, really release a high stress? Bull. Seismol. Soc. Am. 100, 307–324.

Cameli G.M., Carabelli E., Fiordelisi A., Graziano F. (1983). Survey of local seismic activity during production and reinjection of geothermal fluids in Cesano and Latera areas. Proceedings of European Geothermal Update, 3rd International Seminar on the results of EC Geothermal Energy research, European Community, Munich, Gernaby, Novembre 29- Dicembre 1, pp. 2323 -240.

Cappetti G., Parisi L., Ridolfi A., Stefani G. (1995). Fifteen years of reinjection in the Larderello-Valle Secolo area: analysis of the production data. Proceedings World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, pp. 1997 – 2000.

Carabelli E., Fiordelisi A., Moia F. (1984). Seismic monitoring during geothermal wells stimulation as contribution to the individuation of prevailing fracturation trends. Seminar on utilization of geothermal energy for electric power production and space heating, Florence (Italy) 14 – 17 May.

Charlety J., Cuenot N., Dorbath L., Dorbath C., Haessler H, Frogneux M. (2007). Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forets. International Journal Rock Mechanics Mining Sciences, Vol. 44, pp. 1091 – 1105.

Cladouhos T., Petty S., Foulger G., Julina B., Fehler M. (2010). Injection induced seismicity and geothermal energy. GRC Transactions, Vol. 34.

Cocco M., Rovelli A. (1989). Evidence for the variation of stress drop between normal and thrust faulting earthquakes in Italy. Journal of Geophysical Research, Vol. 94, B7, pp. 9399-9416.

Colucci F., Rondena E., Moia F., Federici P. (2015). Sismicità e campi geotermici. Ricerca Sistema Energetico, pp. 77.

Conti p., Cei M., Razzano F. (2015). Geothermal Energy Use, Country Update for Italy (2010-2015). European geothermal Congress 2016, Strasbourg, France 19 – 24 Sept. 2016.

Cornet F.H., Berard F.H., Bourois S. (2007). How close to failure is a granite rock mass at a 5 km depth?. International Journal Rock Mechanics Mining Science, Vol. 44, pp. 47 – 66.

Cuenot N., Dorbath C., Frogneux M., Langet N. (2010). Microseismic activity induced under circulation conditions at the EGS project of Soultz-sous-Forets (France). Proceedings World Geothermal Conference, Bali, Indonesia 25 – 29 April, p. 9.

Dempsey D., Suckale J. (2015). Induced earthquake sequences in geothermal settings: data trends and modelling approaches. Proceedings Fortieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 16-29, 2015.

Dorbath L., Cuneot N., Genter A., Frogneux M (2009). Seismic response of the fractured and faulted granite of Soultz-sosus-Forets (France) to 5 km deep massive water injections. *Geophysics Journal International*, Vol. 117, pp. 653 – 675.

Flovenz O.G., Agustsson K., Guonason E.G., Kristjansdottir S. (2015). ReInjection and induced seismicity in geothermal fields in Iceland. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourn, Australia, 19 – 25 April.

Greensfelder R., Cladouhos T.T., Jupe A. (2008). Induced Seismicity Report, Engineered Geothermal System Demonstration Project Northern California Power Agency, The Geysers, CA, Internal report to AltaRock. (Appendix B).

Gudmundsson A. (2001). An expansion of the Krafla Power Plant from 30 to 60 MWe: geothermal considerations. *Transactions Geothermal Resources Council*, Vol. 25, pp. 741 – 746.

Hanks T.C. and Bakun W.H. (2002). A bilinear source-scaling model for M–logA observations of continental earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1841–1846.

Haring M.S., Ulich S., Ladner F., Dyer B. (2008). Characterization of the Basel 1 enhanced geothermal system. *Geothermics*, Vol. 37, issue 5, pp. 469 – 495.

Helm J.A. (1996). The natural seismic hazard and induced seismicity of the European HDR (Hot Dry Rock) geothermal energy project at Solutz-sous-Forets, France. Doctoral thesis. Université Louis-Pasteur de Strasbourg, Strasbourg, France, 197 pp.

Hubbert M.K., Rubey W.W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting: 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* Vol. 70, pp. 115 – 166.

Hunt T.M., Bixley P.F., Carey B.S., McCabe W.M., and Young R.M. (1990). Results of a 13-month reinjection test at Wairakei geothermal field, New Zealand. *Transactions, Geothermal Resources Council*, Vol. 14(2), pp. 1193-1200.

Hunt T.M., Bromley C.J., Risk G.F., Sherburn, S. and Soengkono, S. (2009). Geophysical investigations of the Wairakei field. *Geothermics*, Vol. 38(1), pp. 85-97.

ICHESE (2014). Report on the hydrocarbon exploration and seismicity in Emilia Romagna. Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 213 pp.

Ispra (2014). Rapporto sullo stato delle conoscenze riguardo alle possibili relazioni tra attività antropiche e sismicità indotta/innescata in Italia. Pp. 74.

- Jaeger J.C., Cook N.G.W., Zimmerman R.W. (2007). Fundamentals of rock mechanics 4th Edition. Blackwell, pp. 489.
- Kahn D. (2008). Hydro-fractured reservoirs: a study using double-difference location techniques. Doctoral Thesis. Duke University, Durham, North Carolina, USA, pp. 175.
- Konstantinou K.I. (2014). Moment magnitude-rupture area scaling and stress-drop variations for earthquakes in the Mediterranean Region. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 14, No. 5, pp. 5.
- McGarr A. (2014). Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. Vol. 119, pp. 1008-1019.
- Meghraoui M., Delouis B., Ferry M., Giardini D., Huggenberger P., Spottke I., Grant M. (2001). Active normal faulting in the Upper Rhine Graben and paleoseismic identification of the 1356 Basel earthquake. Science, Vol. 293 (5537), pp. 2070 – 2073.
- Moia F. (2008). Individuazione ed applicazione di metodologie di monitoraggio di possibili fughe di CO₂ dai serbatoi di stoccaggio. Rapporti CESI Ricerche.
- Moia F. (2008). Individuazione ed applicazione di metodologie di monitoraggio di possibili fughe di CO₂ dai serbatoi di stoccaggio. Cesi Ricerca, pp. 65.
- Moia F., Angeloni P., Cameli G. M., Zaninetti A. (1993). Monitoring induced seismicity around geothermal fields and reservoirs. Presented at First Egyptian Conference on Earthquake Engineering, Hurgada, Egypt, 1-10 pp.
- Monastero F.C. (2002). Model for success, An overview of industry-military cooperation in the development of power operations at the Coso geothermal field in Southern California. GRC Bulletin, pp. 188 - 194
- Mortensen A.K., Egilson T., Franzson H., Richter B., Ásmundsson K., Danielsen P.E., Steingrímsson B., Thórisson S. (2006). Hverahlíð - Hola HE-21 (Borehole HE-21 at Hverahlíð). Report no. ISOR-2006/018, ÍSOR (Iceland Geosurvey), Reykjavik, Iceland, 79 pp.
- Orizonte R.G., Amistoso A.E., Aqui A.R. (2000). Reservoir management during 15 years of exploitation: Southern Negros geothermal production field. Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, May 28 – June 10.
- Romagnoli P., Arias A., Barelli A., Cei M., Casini M. (2010). An update numerical model of the Larderello-Travale geothermal system, Italy. Geothermics Vol. 39, pp. 292-313.
- Rovelli A., and Calderoni G. (2014). Stress drops of the 1997–1998 Colfiorito, central Italy earthquakes: Hints for a common behavior of normal faults in the Apennines. Pure Appl. Geophys.

Sewell S.M., Cumming W., Bardsley C.J., Winick J., Quinao J., Wallis I.C., Sherburn S., Bourguignon S. and Bannister S. (2013). Interpretation of micro-earthquakes at the Rotokawa geothermal Field, 2008-2012. Proceedings, 35th New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, 8 p.

Sherburn S., Allis R., and Clotworthy A. (1990). Microseismic activity at Wairakei and Ohaaki Geothermal Fields. Proceedings, 12th New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, pp. 51-55.

Sherburn S., Bourguignon S., Bannister S., Sewell S., Cumming W., Bardsley C., Quinao J. and Wallis I.C. (2013). Microseismicity at Rotokawa geothermal Field, 2008 to 2012. Proceedings, 35th New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, 5 p.

Sherburn S., Bromley C., Bannister S., Sewell S., Bouguignon S. (2015). New Zealand geothermal induced Seismicity: an overview. Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19 – 25 April.

Sherburn, S. (1984). Seismic monitoring during a cold water injection experiment, Wairakei geothermal field. Proceedings, 6th New Zealand Geothermal Workshop, University of Auckland, pp. 129 – 133.

Smith B., Beall J., Stark M. (2000). Induced seismicity in the SE Geysers Field, California, USA. Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu – Tohoku, Japan, May 28 – June 10.

Stark M.A., Box W.T., Beall J.J., Goyal K.P., Pingol A.S. (2005). The Santa Rosa-Geysers Recharge Project, Geysers Geothermal Field, California. GRC Transactions, Vol. 29, pp. 145 – 150.

Tang C., Rial J.A., Lees J.M. (2008). Seismic imaging of the geothermal field at Krafla, Iceland using shear-wave splitting. Journal Volcanology Geothermal Research, Vol. 176, pp. 315 – 324.

Tang C., Rial J.A., Lees J.M., (2005a). Shear-wave splitting: a diagnostic tool to monitor fluid pressure in geothermal fields. Geophysical Research Letters 32 (L21317), pp. 3.

Tang C., Rial J.A., Lees J.M., Elkibbi M. (2006). Shear-wave splitting observations and measurements at the geothermal field at Hengill, Iceland. In: Proceedings 31st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA, USA, January 30–February 1, pp. 512 – 517.

Vogfjörd K.S., Hjaltadóttir S. (2007). Kortlagning skjálftavirkni við Hverahlið á Hellisheiði í febrúar 2006 (Mapping microseismicity at Hverahlíð on Hellisheidi in February, 2006) during pumping of well H-21. Report no. VÍ-ES-04. Icelandic Meteorological Office, Reykjavík, Iceland, 20 pp.