



INGV
terremoti
vulcani
ambiente

ISTITUTO NAZIONALE
DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

ISTITUTO NAZIONALE di GEOFISICA e VULCANOLOGIA

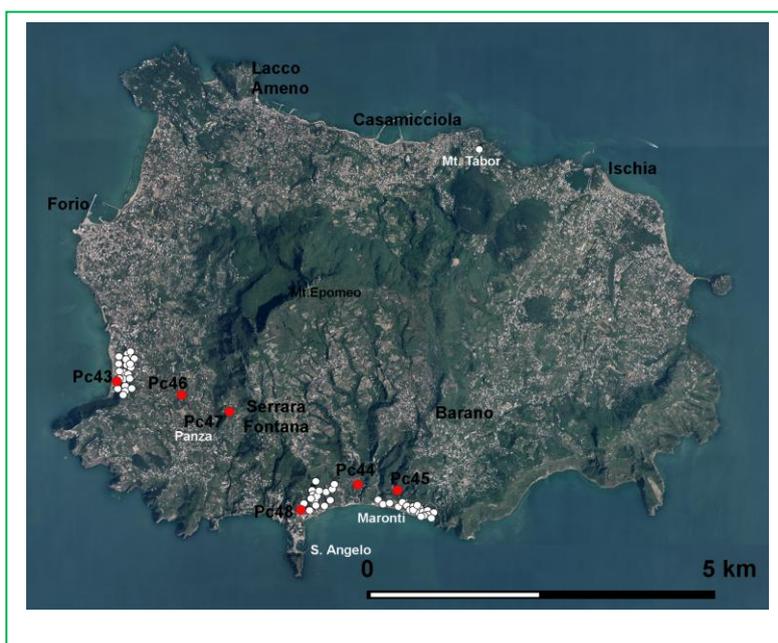
Sezione di Napoli "OSSERVATORIO VESUVIANO"

Via Diocleziano 328, 80124 Napoli

ALLEGATO 5

Ricerca di risorse geotermiche finalizzata alla sperimentazione di un impianto pilota nel Comune di Serrara Fontana (ISOLA D'ISCHIA-NA)

Sismicità e Subsidenza Stimolata dall'Esercizio dell'Impianto



INDICE

1. Sismicità stimolata dall'esercizio degli impianti geotermici	pag.3
1.2. Generalità	pag.3
1.3. Stima della soglia di pressione per la sismicità indotta	pag.8
1.4. Correlazione magnitudo-superficie di faglia	pag.8
1.5. Possibile sismicità indotta dall'impianto pilota di Ischia: determinazione della magnitudo massima attesa	pag.9
2. Subsidenza	pag.14
2.1. Generalità	pag.14
2.2. Subsidenza naturale dell'isola d'Ischia e monitoraggio geodetico	pag.15
3. Subsidenza dell'isola d'Ischia a seguito dell'emungimento dei fluidi per l'esercizio dell'impianto geotermico	pag.19
4. Monitoraggio della subsidenza	pag.22
Bibliografia	pag.23

1. Sismicità stimolata dall'esercizio di impianti geotermici

1.2 Generalità

Le attività di produzione e/o reiniezione di fluidi geotermici possono essere generalmente associate a variazioni del campo di sforzi locali che agisce nella crosta superficiale (generalmente nello strato di interesse dei pozzi di produzione e reiniezione, tra 1km e 4km di profondità), influenzando anche l'attività microsismica nelle aree di coltivazione. Un incremento di sismicità delle aree soggette a coltivazione della risorsa geotermica può derivare da differenti effetti: estrazione e/o reiniezione dei fluidi, variazioni dello stato termico delle rocce, iniezione di fluidi ad alta pressione per incrementare la permeabilità (solo nel caso di impianti EGS). Gli eventi sismici associati a queste attività (ad eccezione degli EGS) sono generalmente di bassa magnitudo (FIGGG) (inferiore a 2.0) e, tranne in casi particolari, difficilmente avvertiti dalla popolazione. L'effetto principale, che verrà di seguito affrontato, riguarda la variazione dello stress nelle rocce intorno al reservoir (stress di Coulomb nel caso di un mezzo elastico ed isotropo) e la variazione di pressione di poro nelle rocce, in particolare a seguito dei processi di reiniezione dei fluidi utilizzati per la produzione di energia. Le rocce soggette ad un campo di sforzi in regime elastico si fratturano seguendo il principio di rottura in cui lo sforzo di taglio è proporzionale allo sforzo normale per il coefficiente di frizione interno:

$$\tau = \sigma_n \mu \quad (1)$$

dove τ = sforzo di taglio, σ_n = sforzo normale, μ = coefficiente di frizione interno.

L'aumento di pressione dei fluidi nei pori e nelle fratture preesistenti produce una diminuzione dello stress effettivo (σ_n) secondo: $\tau = \sigma_{n\text{effective}} = \sigma_n - P_p$, dove P_p è la pressione di poro. In tal caso, lo stress normale è ridotto di una quantità pari alla pressione idrostatica e l'equazione (2) in presenza di pressione di poro diviene:

$$\tau = (\sigma_n - P_p) \mu \quad (2)$$

Oltre alla reiniezione di fluidi anche l'estrazione di questi può essere associata a sismicità.

In aree di ricarica limitata, la rimozione del fluido geotermico può determinare una variazione del campo di stress locale. In particolare, l'effetto di tale rimozione può riorientare la direzione dello stress principale. In tal caso, la rottura a taglio può avvenire in mezzi fratturati, quando la nuova orientazione dello stress principale risulta ottimale rispetto al piano di faglia e la variazione dello stress di poro viene propagata nel mezzo saturo. Questo processo è più complesso da studiare, ed anche la sua modellazione

risulta generalmente meno consistente da un punto di vista fisico, per la mancanza di robusti vincoli geologici, in particolare per quanto concerne l'orientazione dello stress e la sua magnitudo. Si tratta tuttavia di un effetto meno importante rispetto a quello prodotto dalla reiniezione dei fluidi. Per definire la correlazione tra attività produttiva e sismicità di una determinata area geotermica è necessario conoscere con sufficiente dettaglio la sismicità storica e recente dell'area (in particolare la distribuzione temporale degli eventi, la magnitudo e la distribuzione spaziale in superficie ed in profondità) e avere una opportuna rete di monitoraggio sismico nell'area dell'impianto produttivo, in modo da registrare possibili variazioni del pattern sismico e dell'energia degli eventi rispetto al background. Le esperienze sino ad oggi condotte indicano come la sismicità prodotta dalla coltivazione delle risorse geotermiche (produzione e reiniezione dei fluidi) sia rilevabile quasi sempre solo a livello strumentale (fatta eccezione per gli impianti EGS) (Fig. 1.2.1).

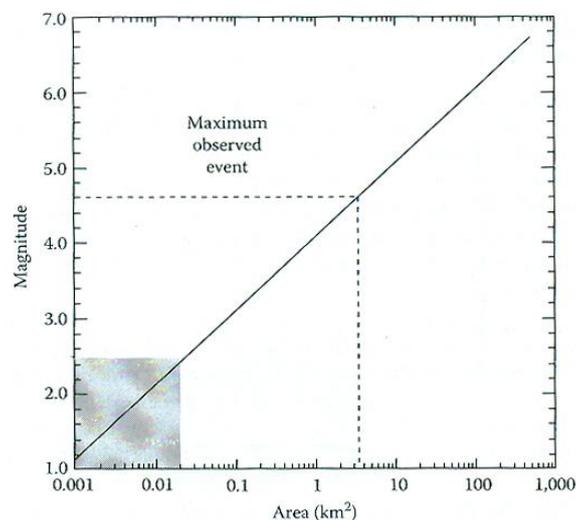


Fig. 1.2.1. Relazione tra magnitudo momento e area di rottura delle superfici di faglia, basata sulla relazione empirica di Wells and Coppersmith (1994). L'area in grigio include la magnitudo della maggior parte dei terremoti e dell'attività microsismica osservata nelle zone di coltivazione geotermica. Come si evince dalla figura le superfici di faglie sismogenetiche nelle zone geotermiche sono sempre molto contenute. Il massimo evento osservato in aree geotermiche è da relazionarsi ad attività di immissione dei fluidi ad alta pressione (EGS) (da Glassley, 2010).

Il monitoraggio sismico nelle aree geotermiche ha avuto origine congiuntamente al programma di reiniezione dei fluidi iniziato nel campo geotermico di The Geysers (Stati Uniti) agli inizi degli anni '70. Gli studi condotti in questa zona hanno confermato la correlazione tra lo coltivazione del sistema e alcune manifestazioni sismiche di bassa intensità, inferiori ai 2 gradi della scala Richter, verificatesi in quest'area, con epicentri in prossimità delle zone di estrazione, e ipocentri localizzati a bassa profondità.

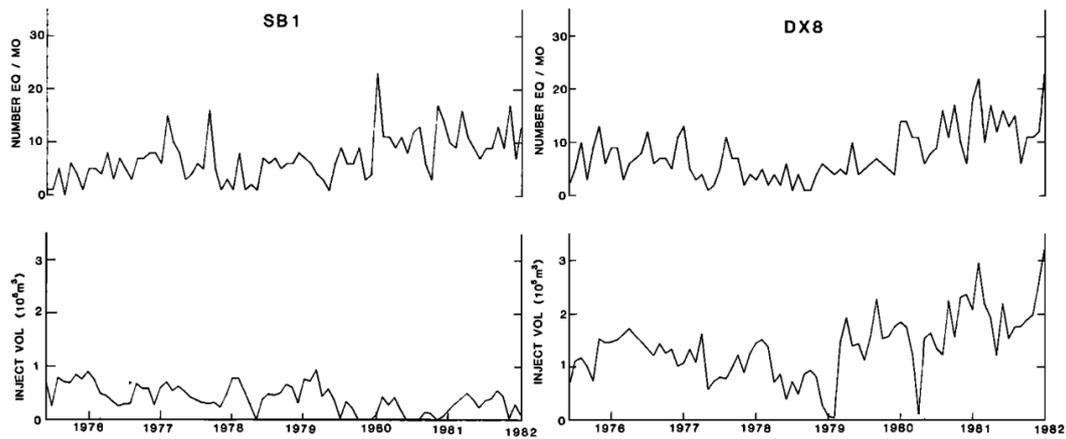


Fig. 1.2.2. Correlazione tra volume mensile iniettato nei pozzi SB1 e DX8 del campo pozzi The Geysers (US) e numero mensile di terremoti con magnitudo ≥ 1 registrati fino ad una distanza di 1km dai pozzi, tra il 1975 ed il 1982 (da Eberhart-Phillips and Oppenheimer, 1984)

I dati raccolti nella zona nel periodo 1976-1996 hanno indicato una correlazione molto significativa fra la produzione di vapore, la reiniezione dei fluidi e la microsismicità locale, con oltre 17800 eventi registrati con magnitudo superiore a 1.4 (Fig. 1.2.2). Nella prima metà degli anni '70 la tecnica di reiniezione dei fluidi è stata introdotta nella zona di Larderello, con il duplice obiettivo di arrestare il decadimento produttivo di alcune zone del campo geotermico, e adeguare l'attività geotermoelettrica alla nuova normativa circa lo smaltimento dei reflui industriali nei corpi idrici di superficie (Legge n. 319 del 10 maggio 1976). Insieme con essa ha inizio, nel 1976, un programma dell'Enel di monitoraggio sismico della zona, utilizzando come parametri di riferimento i dati sulla sismicità storica dell'area riportati nel catalogo Nazionale Terremoti.

La rete di monitoraggio sismico che copre un'area di circa 800 km², nel periodo 1977-1993 ha registrato più di 3000 eventi sismici d'intensità inferiore a magnitudo 2 e un solo evento di magnitudo 3.3. La maggior parte dei microsismi registrati sono stati localizzati ad una profondità tra 1 ed 8 km dalla superficie, una elemento distintivo che amplifica la percezione degli eventi sismici, sebbene siano caratterizzati da una bassa energia. Altri studi condotti negli anni '80 e '90 nella zona di Larderello (Batini et al. 1985), hanno confermato una correlazione positiva tra la tecnica di reiniezione e la sismicità di alcune zone del campo. Per gli autori le attività di reiniezione possono stimolare episodi di bassa sismicità in quei bacini geotermici a prevalente comportamento liquido, come per la zona

di Travale, a causa delle variazioni di pressione nelle fratture, che alterano l'equilibrio idrodinamico del bacino geotermico stimolando l'attività sismica.

Un effetto che non è stato registrato nelle aree di Larderello-Castelnuovo dove la procedura di reiniezione non ha prodotto nessun effetto sismico indotto. Anche per l'area del Monte Amiata i dati disponibili rilevati attraverso la rete di rilevamento locale presente dal 1977, hanno offerto indicazioni simili. I fenomeni sismici registrati in quest'area sono stati generalmente di intensità inferiori a magnitudo 2, e caratterizzati da bassi ipocentri a profondità comprese tra 1 e 5 km.

Tra il 1997 e il 2000 l'area del Monte Amiata è stata interessata da alcuni episodi sismici di modesta entità, magnitudo 3.8, che hanno provocato danni ad abitazioni e suscitato preoccupazione e timori circa una possibile connessione tra questi episodi e la coltivazione 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 della 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. 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.

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, o talvolta molto più rapide (es. Campi Flegrei) di origine vulcano-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 e 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 coltivazione dei campi geotermici, l'Enel ha fornito all'INGV i dati sull'attività di estrazione e reiniezione nel periodo compreso 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. Il potenziamento del sistema di sorveglianza geofisica e geochemica del territorio,

rappresenta in tale contesto uno strumento essenziale per ottenere maggiori informazioni circa la natura, spontanea o indotta degli eventi sismici.

1.3 Stima della soglia di pressione per la sismicità indotta

Come osservato in precedenza, il processo di reiniezione dei fluidi riduce lo stress normale, incrementando così il rapporto effettivo tra shear stress (stress di taglio) e stress normale. A pressioni sufficientemente elevate può essere facilitato il processo di scorrimento tra superfici di faglia, che produce sismicità. Da un punto di vista empirico, in luogo della più semplice relazione (2), tale processo può essere quantificato nel modello di rottura di Coulomb, per un mezzo omogeneo e isotropo: $\tau = S_0 + \mu[\sigma - P]$, dove τ è lo sforzo di taglio, S_0 è la coesione delle rocce, μ il coefficiente di attrito interno, σ è lo stress normale e P la pressione di poro. Per fratture pre-esistenti l'espressione di Coulomb si riduce all'equazione (2) (Jaeger et al., 2007). La soglia minima di variazione di pressione nelle rocce necessaria per indurre sismicità è empiricamente associata a valori maggiori di 0,1 MPa (1 bar) (Gupta and Chadha, 1995). Si tratta tuttavia di un valore teorico, poiché nei casi reali (iniezione di fluidi, fracking, etc), i valori di sovra-pressione misurati, oltre i quali si genera sismicità indotta, sono tipicamente da uno a due ordini di grandezza superiore (minimo 1-10MPa). D'altro canto, il valore di soglia dipende dalle condizioni geologiche locali, dal livello di stress pre-esistente nelle rocce (condizioni di stress critico), dall'orientazione dello stress locale rispetto ai piani di faglia, dal volume sismogenetico in grado di produrre terremoti (transizione fragile-duttile). È evidente che l'insieme di queste variabili rende arduo la scelta a priori di una soglia critica di pressione, oltre la quale può essere indotta attività sismica. Nei casi sperimentali l'idro-fratturazione e la sismicità associata si realizzano con iniezione di fluidi a pressione tra 20 e 200 bar (2-20MPa) all'interno del pozzo, mantenendo costanti questi valori per molte ore o per giorni.

1.4 Correlazione magnitudo-superficie di faglia

L'area di rottura associata a eventi di bassa magnitudo (generalmente osservati in aree geotermiche e attribuibili a iniezione di fluidi) è tipicamente dell'ordine di alcune centinaia di m² fino ad alcune migliaia di m² (Peterson et al., 2004). Nelle aree vulcaniche attive a elevato gradiente geotermico, i volumi sismogenetici e quindi le superfici di faglia che

possono innescare terremoti, sono più contenuti rispetto alle aree tettoniche attive. Ciò è imputabile a due processi principali: la risalita della transizione fragile-duttile a livelli più superficiali e l'elevato grado di fratturazione delle rocce che abbassano il limite di stress accumulabile nella crosta. In generale è possibile correlare empiricamente la magnitudo momento (M_w) di un terremoto alla superficie di faglia mobilizzata, secondo la seguente equazione (assumendo una faglia circolare):

$$M_w = \frac{2}{3} \text{Log} \left(\frac{16}{7} \Delta \sigma r^3 \right) - 6 \quad (3) \text{ [Lay T, Wallace TC. (1995); Scholz (2008)]}$$

dove $\Delta \sigma$ è lo stress drop, r il raggio equivalente per una faglia circolare.

Conoscendo i valori medi di stress drop, per i terremoti di una determinata area, è possibile ottenere le magnitudo momento dei terremoti generati da faglie con differenti superfici.

1.5 Possibile sismicità stimolata dall'impianto pilota di Ischia: determinazione della magnitudo massima attesa

Una valutazione generale del massimo terremoto potenziale associato all'iniezione di fluidi può essere ottenuta ponendo le seguenti assunzioni: la variazione di pressione di poro in un determinato volume di roccia può attivare fenomeni di scorrimento lungo le faglie preesistenti che attraversano tale volume; in tal caso, è possibile calcolare la massima superficie di una potenziale faglia che attraversa il volume di roccia all'interno del quale si oltrepassa una data soglia di pressione (soglia minima). La scelta della soglia di pressione minima da utilizzare non è semplice e, come osservato in precedenza, può fortemente dipendere dalle condizioni geologiche, e geodinamiche, locali. In tal caso è utile porsi nelle condizioni più conservative possibili, in modo da ottenere risultati cautelativi ai fini della valutazione della possibile sismicità indotta. Come descritto l'innescò di sismicità, nei casi sperimentali, si verifica generalmente per incrementi di pressione di soglia di 10 - 20bar. E' possibile che una sismicità poco significativa si verifichi anche per valori inferiori a questi, ma in tal caso l'individuazione sperimentale di tale soglia è determinata dalla sensibilità delle reti di monitoraggio sismico, che generalmente non registrano terremoti inferiori a magnitudo tra 0 e 1.

Con riferimento ai pozzi del progetto geotermico di Ischia, nella nostra analisi va evidenziato in primo luogo che i valori di variazione di pressione, in particolare gli

incrementi nella zona di reiniezione, sono abbondantemente al disotto delle suddette soglie sperimentali. In tal caso le variazioni del campo di stress locale dovrebbero essere tali da non produrre sismicità significativa, o tali da generare microsismi la cui magnitudo è molto al disotto della soglia di registrazione generalmente adattata per le reti di monitoraggio in aree geotermiche. Ad ogni modo, per un'analisi ed una valutazione più possibile cautelativa della possibile sismicità associata all'iniezione dei fluidi, nel caso in esame, si è assunto un valore cautelativo per la soglia minima di pressione pari a 3bar. Le modellazioni numeriche del serbatoio geotermico di Ischia (Allegato 3) mostrano che nella zona di reiniezione, dopo 30 anni di produzione, l'incremento di pressione di 0,3MPa è contenuto all'interno di un volume pari a $1.6 \cdot 10^7 \text{m}^3$ (Fig. 1.5.1, volume ricavato dalla modellazione); la corrispondente superficie massima di faglia che può attraversare tale volume è pari a $9.7 \cdot 10^5 \text{m}^2$ ed il raggio della faglia circolare equivalente è 156m. Per quanto concerne i valori di stress drop, è noto che nelle aree vulcaniche questi sono più bassi rispetto ai terremoti che accadono nelle aree tettoniche. Ciò è imputabile all'elevato grado di fratturazione delle rocce in ambiente vulcanico, che riduce lo stress limite della crosta, e alla reologia del mezzo, che per temperature molto elevate può produrre scorrimenti asismici. Per il distretto vulcanico flegreo, Campi Flegrei e Ischia, i terremoti mostrano valori di stress drop (Δs) bassi, in un range compreso tra 2 e 5 bar (0.2-0.5MPa) (D'Auria, comunicazione personale; De Natale et al., 1987). Utilizzando i suddetti valori di stress drop nell'equazione (3), e in considerazione delle superficie di faglia sopra riportata e del relativo raggio equivalente per una faglia circolare, si ottengono le magnitudo momento massime, per terremoti associati all'attività di reiniezione dell'impianto geotermico di Ischia (Fig. 1.5.2). Per valori di stress drop pari a 5 bar, la magnitudo massima è pari a 2.4.

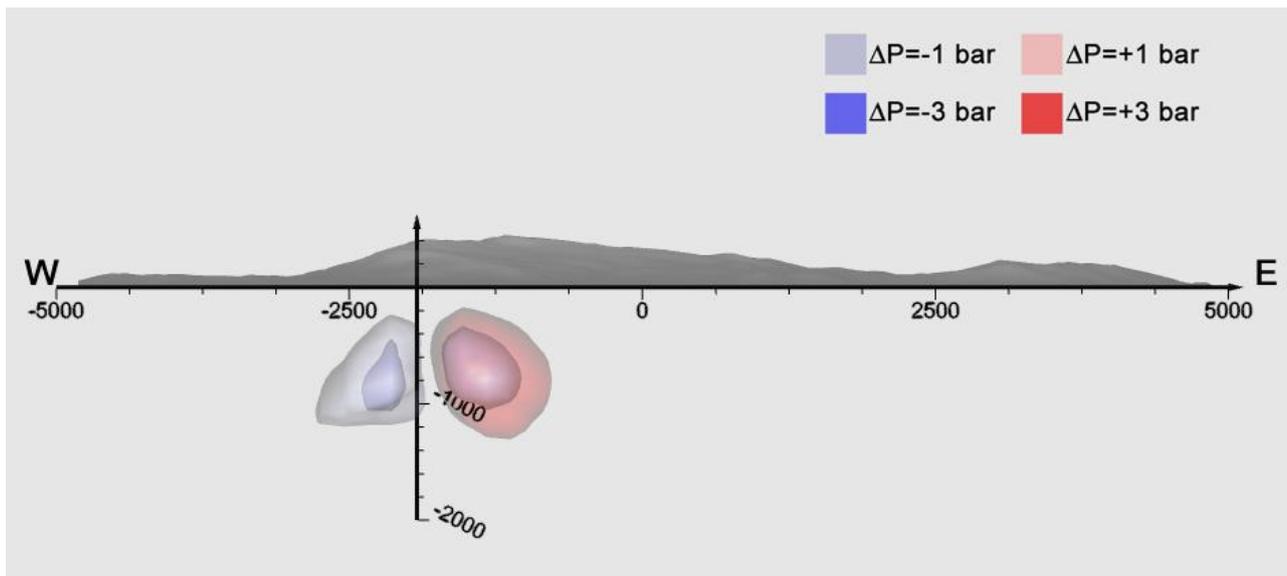


Fig. 1.5.1. Risultato della simulazione per l'emungimento di 300th^{-1} di fluido totale da n° 2 pozzi e reiniezione totale dei condensati in n° 1 pozzo. Sono mostrate le variazioni di pressione del dominio spaziale dei pozzi dopo 30 anni di coltivazione (per approfondimenti vedi Allegato 3).

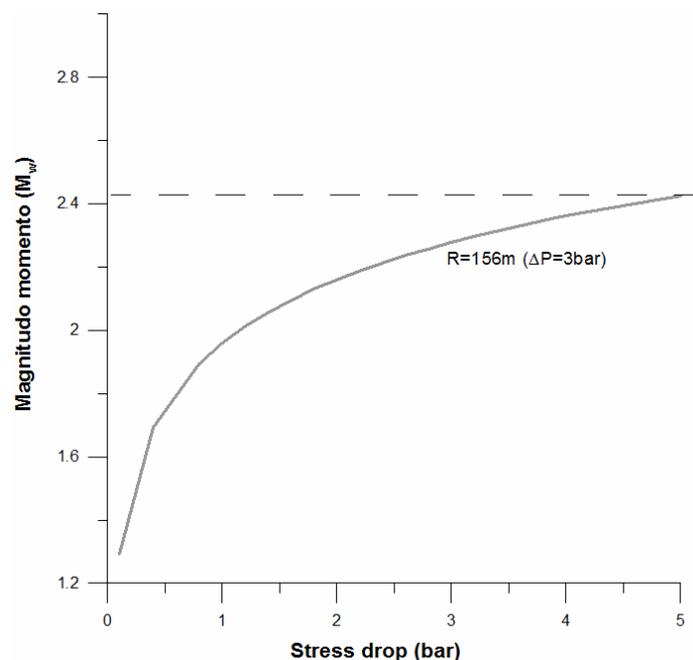


Fig. 1.5.2. Magnitudo (momento) massima attesa per potenziali terremoti associati all'attività di reiniezione dei fluidi geotermici. E' stata imposta una soglia di incremento di pressione dovute alla reiniezione pari a $\Delta P=3\text{bar}$, oltre la quali si può potenzialmente sviluppare sismicità. R rappresenta il raggio della faglia circolare, la cui superficie equivalente attraversa l'intero volume di roccia in cui si verificano i suddetti incrementi di pressione (vedi testo per dettagli).

Come sopra già menzionato, la valutazione sulla magnitudo massima dei terremoti associati all'attività di reiniezione dei fluidi in pozzo, è estremamente cautelativa per i seguenti motivi:

- la soglia di pressione assunta è inferiore a quella effettiva verificata sperimentalmente in altri impianti geotermici (Gupta and Chadha, 1995; Glassley, 2010). In questo caso i volumi sismogenetici perturbati dal campo di pressione potrebbero essere inferiori e di conseguenza anche le magnitudo massime attese;
- si è assunto inoltre il caso peggiore, e poco probabile, in cui la superficie di una faglia attraversa la sezione massima del volume in cui si oltrepassa la soglia minima d'incremento di pressione.
- come osservato dai dati storici e dalle registrazioni strumentali degli ultimi 16 anni, questo settore dell'isola non è sede di terremoti, mentre l'assenza di strutture tettoniche sismogenetiche sempre in questo settore, può essere imputabile agli elevati gradienti geotermici, che riducono lo spessore fragile della crosta, rendendo di fatto i processi tettonici prevalentemente duttili (*creep*) ed asismici.

Va infine considerato che, in generale, la sismicità stimolata dall'iniezione dei fluidi è fortemente dipendente iniezione dalla portata (non dal volume iniettato in valore assoluto) o dal *rate* di incremento di pressione, e che la probabilità di accadimento di terremoti stimolati è proporzionale al suddetto *rate*. Infatti, il comportamento fragile (fratturazione) o duttile (*creep*) del mezzo è fortemente dipendente dallo *strain rate* che, nel caso di iniezione dei fluidi, è a sua volta direttamente associabile al *rate* di incremento di pressione, fissate determinate condizioni iniziali di pressione e temperatura. Nel caso in esame è possibile calcolare lo *strain rate* (ε_t) associato all'incremento di pressione di 3bar (ΔP), che avviene all'incirca dopo 30 anni di reiniezione dei fluidi. Considerando un valore di compressibilità delle rocce (β) variabile da 10^{-8} a 10^{-10} Pa⁻¹ (Jaeger et al., 2007) per un tempo t di 30 anni (pari a $9.4 \cdot 10^8$ secondi), lo *strain rate* è fornito dalla seguente equazione:

$$\varepsilon_t = \Delta P \cdot (1/t) \cdot \beta$$

Si ottiene che i valori di ε_t variano da $2 \cdot 10^{-12}$ s⁻¹ a $2 \cdot 10^{-14}$ s⁻¹, per valori di β pari a 10^{-8} a 10^{-10} Pa⁻¹, rispettivamente. Gli *strain rate* conseguiti sono minori di quelli associati alla risorgenza del Monte Epomeo (Carlino, 2014) e prossimi, per il valore massimo, agli *strain*

rate regionali. Per tali valori, quindi, il livello di transizione fragile duttile (vedi Allegato 1), localizzato a circa 2km di profondità, non subisce variazioni, non andando quindi ad incidere su un eventuale aumento dei potenziali spessori sismogenetici.

2. Subsidenza

2.1 Generalità

L'attività geotermica di estrazione di fluidi dal *reservoir* può avere ripercussioni sull'idrogeologia locale e sul regime di stress sub-superficiale. Tale effetto è ovviamente in parte mitigato se all'attività di estrazione si accompagna la reiniezione totale del fluido, in modo che il bilancio idrogeologico globale (relativo alla sola parte di sottosuolo) rimanga invariato. Nelle zone in cui le rocce sono caratterizzate da elevata resistenza meccanica, e bassa porosità, la forza agente in profondità sui fluidi circolanti si riduce a quella del puro carico idrostatico, mentre quello litostatico risulta trascurabile. Queste zone sono quelle tipicamente caratterizzate da presenza di rocce cristalline (es. granito, gneiss) o di rocce calcaree compatte. In tal caso il fluido rimosso avrà effetti poco significativi sul grado di subsidenza dell'area di estrazione. Rocce con minore resistenza ed elevata porosità, quindi maggiormente compressibili, produrranno al contrario uno stress maggiore sui fluidi circolanti in profondità. Nel caso di circolazione di acqua, essendo questa incompressibile, essa produrrà una forza corrispondente sulle rocce del serbatoio, con un contributo netto di stress che può essere maggiore del carico litostatico. In queste circostanze l'acqua diviene un elemento intrinseco della struttura sub-superficiale. Le rocce che si comportano in tal modo sono generalmente costituite da sedimenti poco consolidati, come rocce vulcaniche derivanti da attività esplosiva (tufi e ignimbriti) o con elevato contenuto in argilla. In questo caso, la rimozione di acqua produrrà un riaggiustamento isostatico, la cui intensità dipenderà dalla quantità di fluido rimosso, dal livello di ricarica del serbatoio e dal coefficiente di compressibilità delle rocce. In superficie, l'effetto di rimozione dei fluidi si traduce in subsidenza del suolo. Il grado di rigidità delle rocce può essere definito attraverso un parametro, detto Modulo di Young (E), che esprime la proporzionalità tra stress (σ) applicato e strain (ε) ($E = \sigma/\varepsilon$) o attraverso il modulo di incompressibilità (K) (meglio noto come Bulk Modulus), che esprime la variazione in volume (ΔV) di una roccia sottoposta a stress sferico medio (σ_m) ($K = \sigma_m/\Delta V$). Le rocce cristalline hanno generalmente valori di E o di K sufficientemente elevati e tali da prevenire significativi effetti di subsidenza durante la rimozione dei fluidi dai pori e dalle fratture. Queste rocce sono considerate generalmente dei buoni serbatoi geotermici da un punto di vista della stabilità meccanica. Rocce porose o scarsamente consolidate hanno invece valori più bassi di E e di K , esibendo una maggiore compressibilità quando i fluidi vengono rimossi dal loro interno. A parità di altre condizioni quindi, il livello di subsidenza di un'area cambierà in funzione della variazione di pressione e della rigidità. Uno degli esempi meglio documentati di subsidenza correlata ad attività geotermale industriale è quella del campo geotermico di Wairakei (New Zealand), dove il monitoraggio delle deformazioni del suolo eseguito su un lungo arco temporale ha consentito di individuare una correlazione tra estrazione dei fluidi e abbassamento del suolo (Fig 2.1.1) (Allis et al., 2009). In questo caso si è misurata una

subsidenza totale di 15m avvenuta in 50 anni. Il tasso medio di subsidenza è diminuito nel tempo dai 450 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ nel 1970 agli 80-90 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ del periodo 2000-2007 (Fig. 2.1.1.). Una subsidenza così elevata è stata attribuita principalmente alla elevata compressibilità delle rocce serbatoio a seguito di un decremento di pressione al suo interno di circa 15 bar.

Le aree vulcaniche attive, come nel caso dell'isola d'Ischia, sono naturalmente soggette a fenomeni di innalzamento e/o subsidenza del suolo, per effetto della dinamica vulcano-tettonica, generalmente associata al movimento di magma nella crosta suberificale (tipicamente tra 2km e 10 km di profondità).

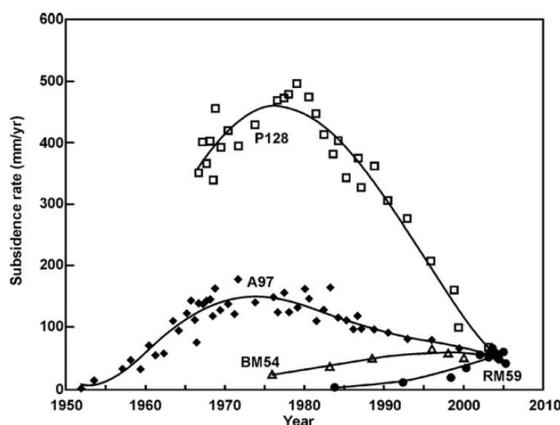


Fig. 2.1.1. Trend di subsidenza nel campo geotermico di Wairakei–Tauhara a seguito di estrazione dei fluidi geotermali dal 1950 al 2010 (da Allis et al., 2009).

In tal caso è necessario separare il contributo deformativo dovuto a processi naturali in corso, da quello artificiale eventualmente causato dall'attività di estrazione di fluidi dal sottosuolo. In generale, il controllo della subsidenza può essere ottenuto solo attraverso una buona rete di monitoraggio geodetico e deformativi, utilizzando le moderne tecniche che vanno dalle livellazioni ottiche di precisione, all'uso dei GPS e del monitoraggio da satellite (InSAR).

2.2 Subsidenza naturale dell'isola d'Ischia e monitoraggio geodetico

L'isola d'Ischia è soggetta almeno negli ultimi 2000 anni ad un fenomeno di lenta subsidenza (alcuni millimetri all'anno) il cui punto di massima deformazione è localizzato all'incirca nel settore centrale del Monte Epomeo. Questo fenomeno può essere associato sia al progressivo decremento di temperatura ed al processo di degassamento del sistema magmatico profondo che alla dinamica del sistema geotermale più superficiale. La subsidenza secolare più antica è testimoniata dal rinvenimento di reperti archeologici di epoca romana lungo la costa orientale e nord-occidentale. Nel 1913 l'Istituto Geografico Militare (IGM) fu incaricato di eseguire le prime misure altimetriche di precisione, e venne così istituita dall'IGM la linea di livellazione lungo la strada statale che gira intorno all'isola (oggi è chiamata circuito "Costiero" Fig. 2.2.1). In seguito questa linea fu misurata dal Servizio Geologico Italiano nel 1967. Dal 1978 l'Osservatorio

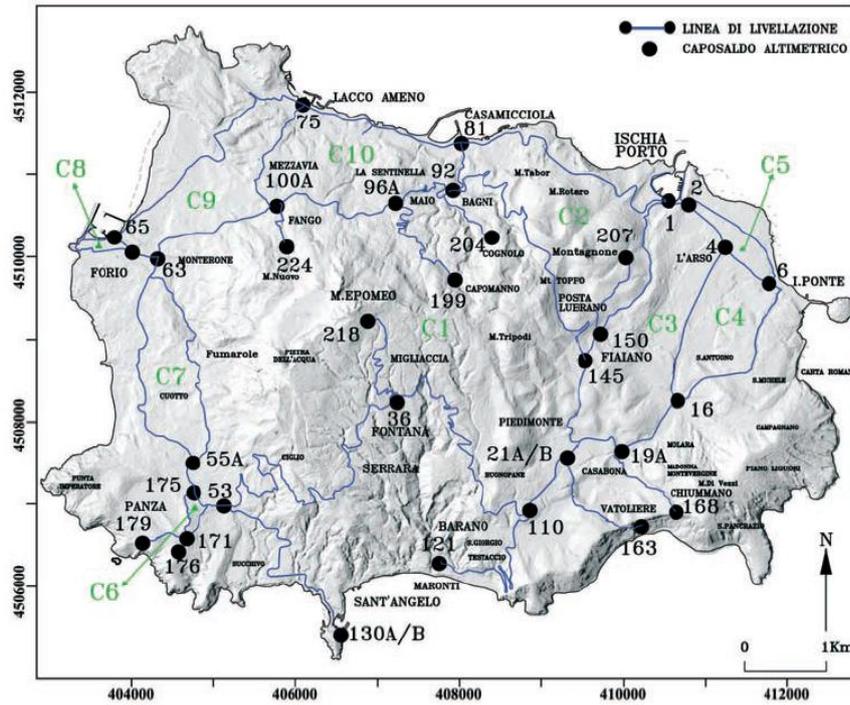


Fig. 2.2.2. Rete altimetrica attuale dell'isola d'Ischia (da Del Gaudio et al., 2010).

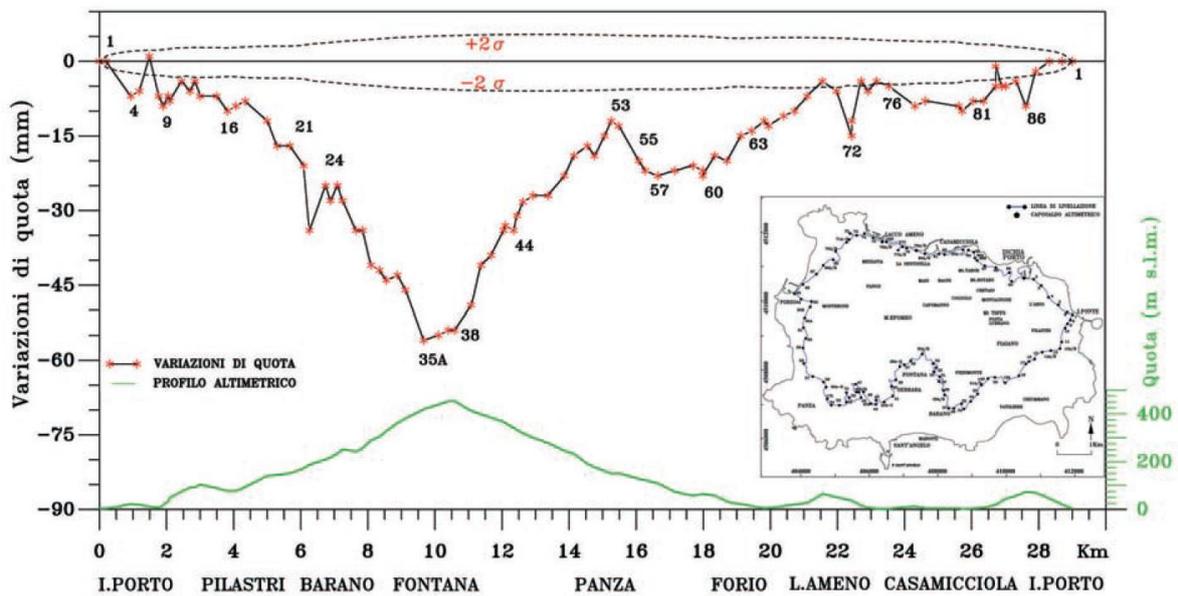


Fig. 2.2.3. Variazione di quota misurata dalla rete altimetrica nel periodo giugno 2003-giugno 2010 lungo il circuito "Costiero" (da Del Gaudio et al., 2010).

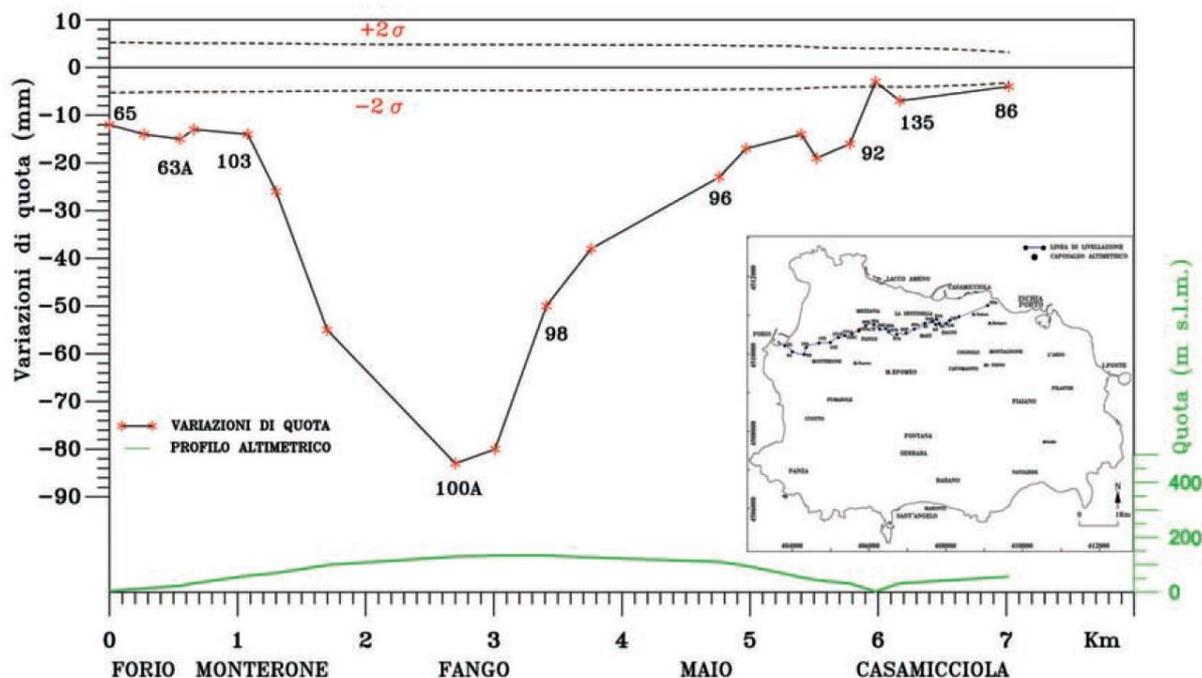


Fig. 2.2.4. Variazione di quota misurata dalla rete altimetrica nel periodo giugno 2003-giugno 2010 lungo la linea “Borbonica” (da Del Gaudio et al., 2010).

Per contribuire alla definizione 3D del campo degli spostamenti del suolo sull’isola d’Ischia, nell’ottobre del 1996, fu realizzata una rete di vertici GPS per misure discrete e nel 2001 furono installate le prime stazioni GPS permanenti. Attualmente la rete discreta consta di 17 vertici e quella in continuo di 5 stazioni (Fig. 2.2.5).

Nei 19 anni che vanno dalla materializzazione della rete di stazioni GPS non permanenti ad oggi, sono state effettuate 6 campagne di misure, l’ultima delle quali avvenuta nel 2010. Per quanto concerne le stazioni in acquisizione continua, AQMO, FORI e SERR (Fig. 2.2.5) sono in funzione dal 2001, mentre OSCM è stata installata nel 2011.

De Martino et al. (2011) hanno analizzato i risultati delle misure discrete e continue tra il 1998 e il 2010. Essi hanno mostrato che la dinamica dell’isola è stata caratterizzata da un diverso comportamento tra la zona orientale dell’isola e quella centro-occidentale. In figura 2.2.6 sono riportati il campo delle velocità planimetriche e verticali ricavato dagli autori.

Per quanto concerne gli spostamenti verticali del suolo, tutte le stazioni GPS evidenziano una generale subsidenza. La subsidenza nel settore orientale dell’isola raggiunge valori massimi di circa -3 mm/anno, mentre nel settore nord-occidentale raggiunge valori medi di circa -10 mm/anno. Anche nella parte meridionale dell’isola si evidenziano significative velocità di subsidenza, superiori a -5 mm/anno (De Martino et al., 2011). Il vertice GPS denominato EPOM, posto sulla sommità del Monte Epomeo, mostra una significativa velocità di abbassamento pari a -8.4 ± 1.0

mm/anno nel periodo 1998-2010 (De Martino et al., 2011) (Fig. 2.2.7). Dal 2010 ad oggi le stazioni operanti in acquisizione continua confermano la generale subsidenza dell'isola.

Per quanto concerne le velocità planimetriche, nel settore orientale dell'isola i vettori spostamento sono diretti prevalentemente verso ovest, mentre nel settore centro-occidentale hanno direzione nord. In entrambi i casi le velocità medie sono di circa 2-3 mm/anno.

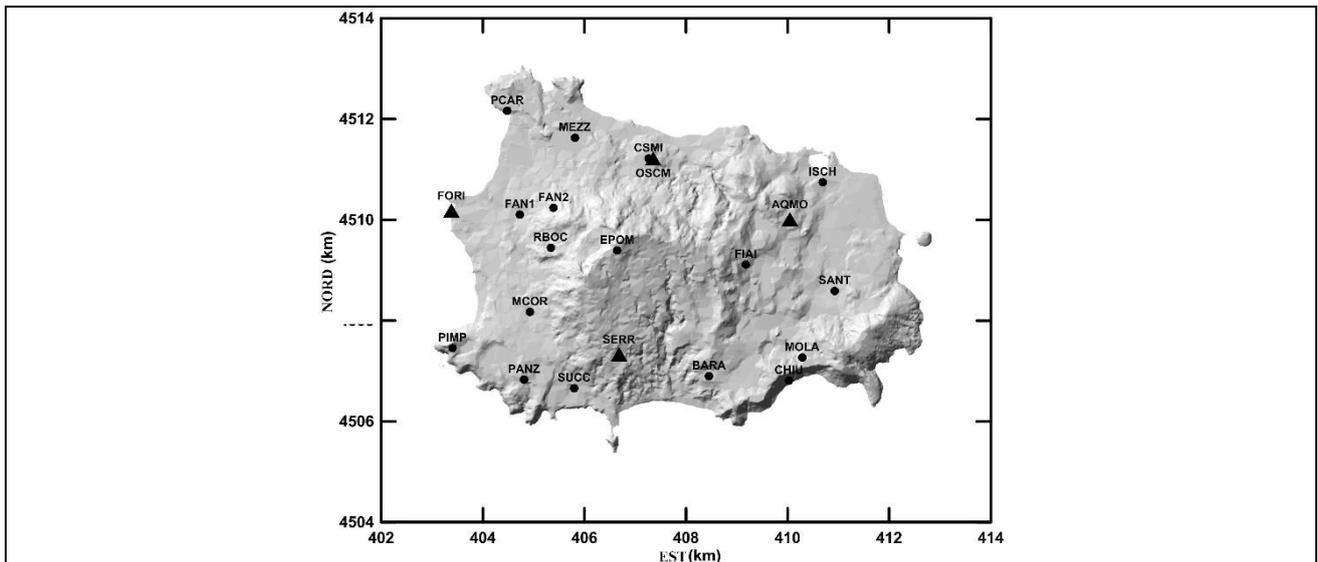


Fig. 2.2.5. I triangoli indicano le 4 stazioni GPS permanenti operanti in continuo, mentre i cerchi mostrano la posizione dei vertici GPS per misure discrete.

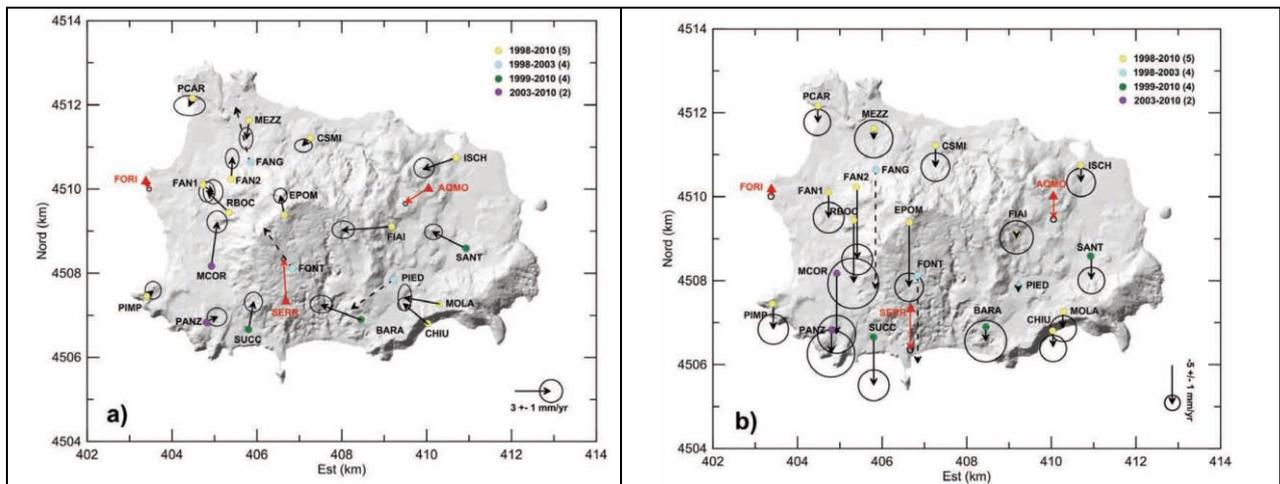
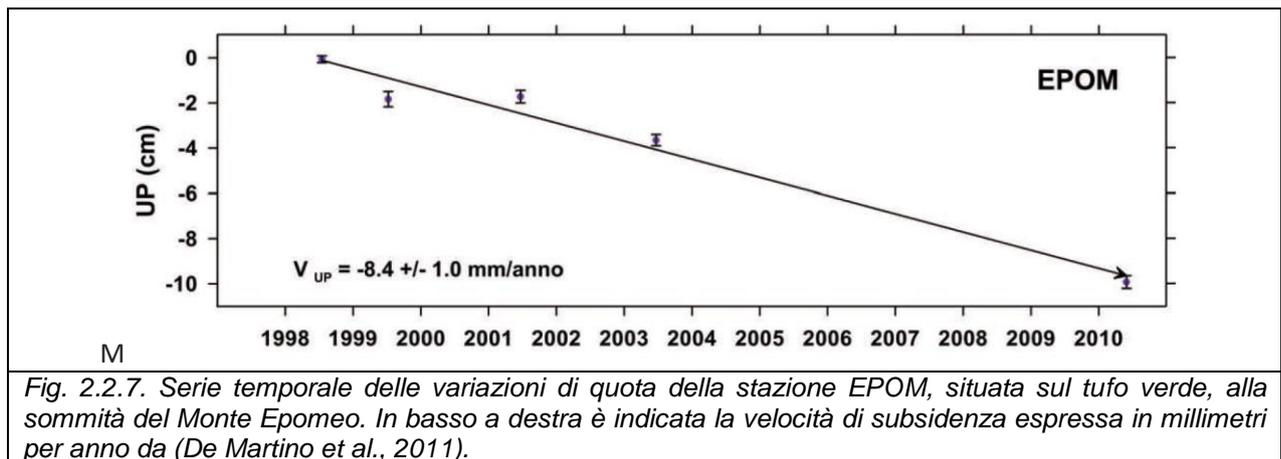


Fig. 2.2.6. Per il periodo 1998-2010, a sinistra (a) è mostrato il campo delle velocità planimetriche ed a destra (b) quello delle velocità verticali. Le ellissi di errore sono relative ad un intervallo di confidenza del 95%. In rosso sono indicate le stazioni permanenti e in nero quelle discrete. Le frecce tratteggiate sono riferite alle stazioni la cui ultima misura risale al 2003. Per le stazioni non permanenti il colore del pallino indica l'intervallo di tempo a cui si riferiscono e il valore tra parentesi indica il numero di campagne in cui è stato misurato il vertice (da De Martino et al., 2011).



3. Subsidenza dell'isola d'Ischia a seguito dell'emungimento dei fluidi per l'esercizio dell'impianto geotermico

Le simulazioni numeriche riportate in Allegato 3 hanno consentito di studiare e valutare gli effetti dell'iniezione ed emungimento di fluidi all'interno del reservoir geotermico in esame, dal punto di vista delle variazioni di pressione e di temperatura indotte, e delle perturbazioni sulla direzione dei flussi. Una volta stimata l'evoluzione del sistema, le soluzioni ottenute vengono considerate come termini sorgente per la stima delle deformazioni elastiche del mezzo, calcolate tramite Comsol Multiphysics®, considerando un approccio agli elementi finiti. Il mezzo è caratterizzato da un modulo di rigidità di 2.5 GPa ed un rapporto di Poisson di 0.25 (Carlino et al., 2006; Carlino 2012) (vedi Allegato 3 per dettagli sui parametri e vincoli del modello). A seguito dell'estrazione di circa 300th⁻¹ di fluido e della sua totale reiniezione, dopo un tempo simulato di 30 anni, i risultati della modellazione numerica evidenziano la presenza di due diversi campi di deformazione: il primo, nella zona di emungimento dei fluidi, è caratterizzato da subsidenza e si estende su un'area di circa 3-4km², con il campo deformativo limitato verso ovest dalle faglie bordiere del Monte Epomeo; il secondo, nella zona di reiniezione dei fluidi, è caratterizzato da sollevamento del suolo, con estensione limitata alla zona centrale del Monte Epomeo. La subsidenza massima stimata per il caso esaminato è dell'ordine dei 3.4 mm, dopo 30 anni di tempo simulato. Il sollevamento è invece pari a circa 5mm. In Fig.3.1 e 3.2 si riportano i risultati della simulazione che mostrano le aree di subsidenza e sollevamento del suolo ed il relativo campo di spostamento. E' da notare che anche in questo caso la subsidenza si approssima ai valori massimi dopo un tempo di circa 5 anni.

E' stata infine eseguita una ulteriore simulazione variando il modulo di rigidità delle rocce a 4.5 GPa, ottenendo in questo caso una subsidenza massima pari a circa 2 mm. E' ovvio che la verifica di tali modelli e la calibrazione dei parametri geo-meccanici utilizzati potrà essere fatta solo confrontando i dati sperimentali derivanti dal monitoraggio geodetico durante la produzione con i dati delle simulazioni (vedi paragrafo successivo).

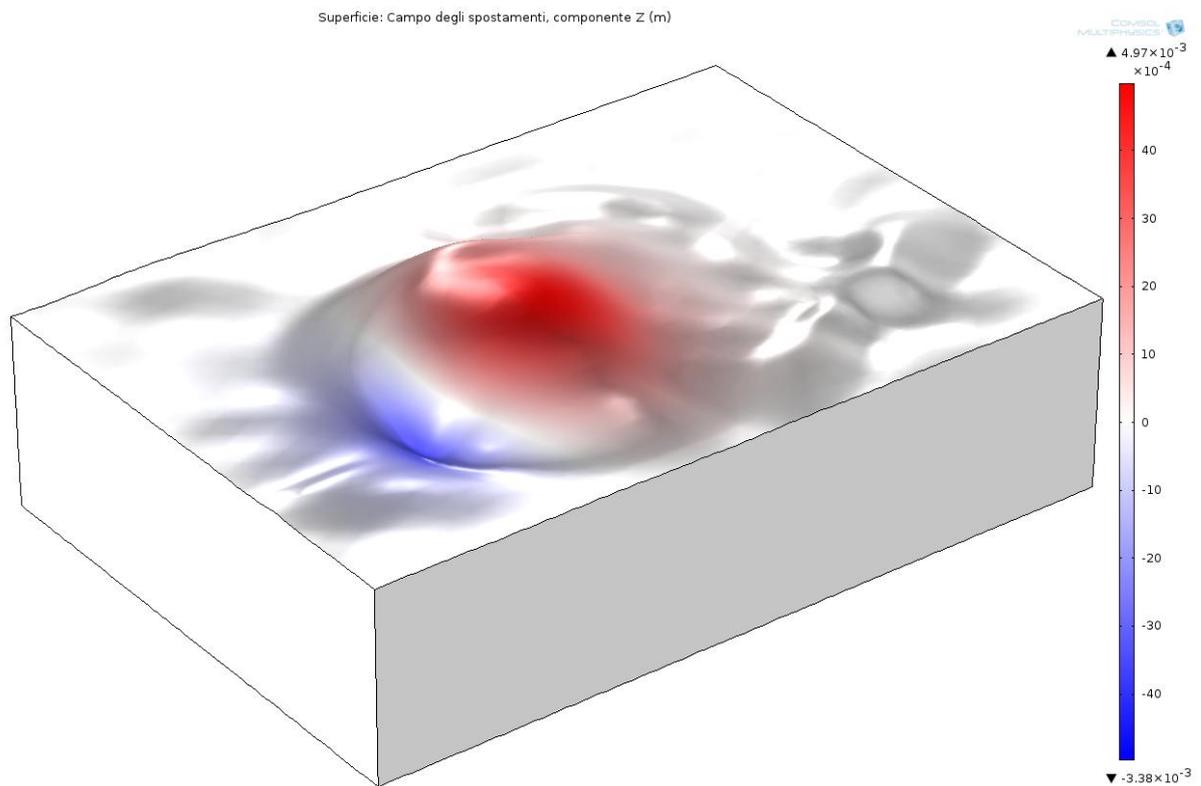


Fig. 3.1. Valore della componente verticale dello spostamento dopo 30 anni di simulazione di estrazione e reiniezione di fluidi (300th⁻¹).

Va infine considerato che il valore di subsidenza ottenuto dalla simulazione è pari a circa 0.11 mma^{-1} , oltre un ordine di grandezza inferiore alla subsidenza media misurata nell'isola dal 1998 al 2010. E' evidente che il processo di subsidenza associato alla estrazione dei fluidi, in termini di magnitudo, è irrilevante rispetto al naturale processo di subsidenza osservato nell'isola, almeno per gli ultimi 22 anni.

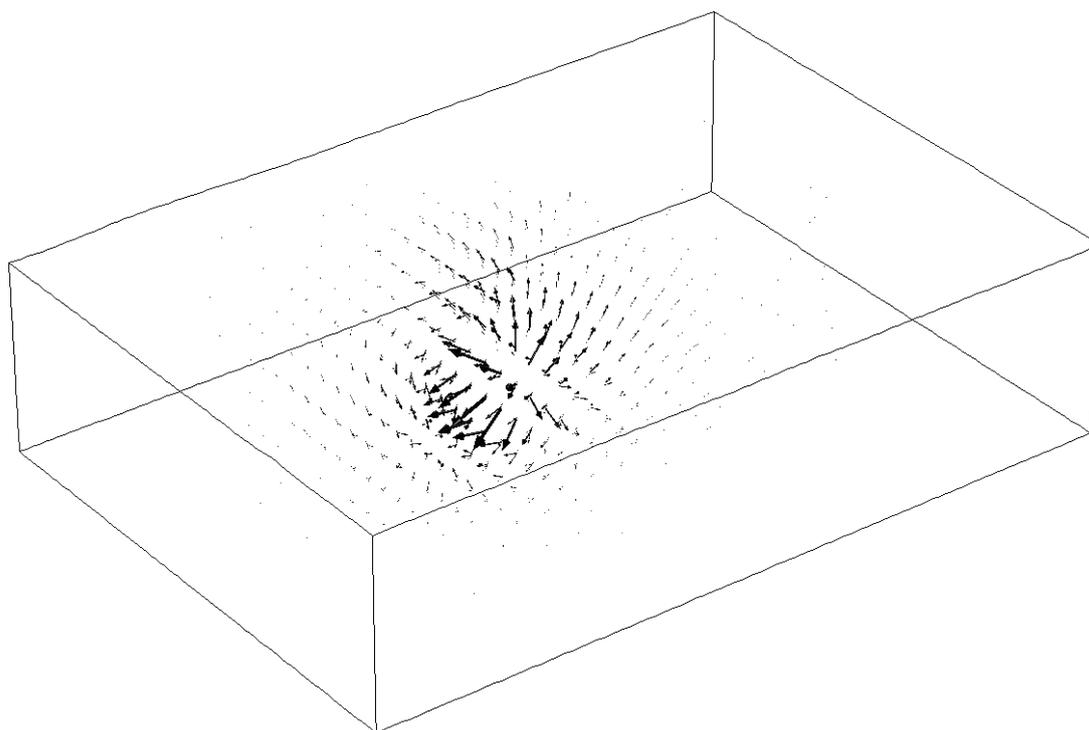


Figura 3.2. Rappresentazione del campo di spostamento dopo 30 anni di coltivazione

4. Monitoraggio della subsidenza

Come detto in precedenza, l'isola d'Ischia, essendo un'area vulcanica attiva, è naturalmente soggetta a fenomeni di innalzamento e/o subsidenza del suolo. Pertanto, il campo degli spostamenti nell'area di estrazione fluidi può essere considerato come somma di due termini: quello di *background* legato alla dinamica dell'isola e quello dovuto all'attività di estrazione. Per separare i due termini, oltre alle reti di monitoraggio delle deformazioni del suolo esistenti sull'isola è necessario, nell'area dell'impianto geotermico, un sistema di monitoraggio integrato: livellazione, CGPS e DInSAR.

Le informazioni ottenute dal sistema di monitoraggio integrato hanno un duplice scopo:

- Verificare con continuità se i fenomeni di subsidenza si evolvono secondo il modello di previsione. Ciò al fine di predisporre, se necessario e per tempo, interventi di mitigazione del processo di deformazione del suolo;
- Fornire dati per la revisione dei modelli di previsione della subsidenza. Sono, pertanto, di fondamentale importanza i dati 3D dei GPS, perché, ad esempio, in zone dove la variazione laterale in subsidenza è più grande si riscontrano gli spostamenti planimetrici maggiori.

Il sistema di monitoraggio integrato dovrà prevedere:

- La realizzazione di una rete di livellazione geometrica di alta precisione, che attraversi, topografia permettendo, le zone di subsidenza e di uplift previste dal modello di previsione e che si colleghi alla rete di livellazione gestita dalla sezione Osservatorio Vesuviano dell'INGV. La periodicità delle misure sarà quadrimestrale nel primo anno, semestrale nel secondo anno ed annuale dal terzo anno in poi;
- La realizzazione di una rete di stazioni GPS in acquisizione continua, all'interno ed all'esterno delle zone di subsidenza e di uplift previste dal modello di previsione. I prodotti saranno serie temporali giornaliere e settimanali delle tre componenti (nord, est ed up);
- Rilievi satellitari SAR dell'isola con analisi annuale delle immagini acquisite;
- Realizzazione di almeno quattro siti multiparametrici, in cui coesistono una stazione GPS in continua, un caposaldo di livellazione e un corner reflector per il SAR.

Inoltre, sarà effettuato un *follow up* del sistema di monitoraggio durante la vita produttiva dell'impianto, cosicché il sistema stesso possa essere, se necessario, ricalibrato e adattato man mano che i dati geodetici vengono raccolti.

Bibliografia

- Allis R., Bromley C., Currie S. (2009) Update on subsidence at the Wairakei–Tauhara geothermal system, New Zealand, *Geothermics*, Volume 38, Issue 1, Pages 169-180.
- Batini F., Console R., and Luongo G. (1985). Seismological study of Larderello-Travale geothermal area, *Geothermics*, Vol. 14, No. 2/3, pp. 255-272
- Carlino S., Cubellis E., Luongo G., Obrizzo F. (2006) On the mechanics of caldera resurgence of Ischia Island (Southern Italy). In: Troise, C., De Natale, G. & Kilburn, C. R. J. (eds). *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*. Geological Society London, Special Publications, 269, 181–193.
- Carlino S. (2012). The process of resurgence for Ischia Island (southern Italy) over the last 55 ka: the laccolith model and implications for eruption forecasting. *Bulletin of Volcanology*, doi: 10.1007/s00445-012-0578-0.
- Del Gaudio C., Aquino I., Ricco C., Sepe V., Serio C. (2011). Monitoraggio geodetico dell'isola d'Ischia: risultati della livellazione geometrica di precisione eseguita a Giugno 2010. *Quaderni di Geofisica Series/Report no.: 87/(2011)*
- De Martino P., Tammaro U., Obrizzo F., Sepe V., Brandi G., D'Alessandro A., Dolce M., Pingue F. (2011). La Rete GPS dell'isola di Ischia: deformazioni del suolo in un'area vulcanica attiva (1998-2010). *Quaderni di geofisica*, 95, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. ISSN 1590-2595.
- De Natale G, Iannaccone G, Martini M, Zollo A. Seismic sources and attenuation properties at the Campi Flegrei volcanic area (125) 6, 1987; 883-917
- Gupta H.K., Chadha R.K. (1995) *Induced seismicity*. Birkhauser Verlag.
- Eberhart Phillips D. and Oppenheimer D. H. (1984). Induced Seismicity in The Geysers Geothermal Area, California, *J. Geoph. Res.* 89, NO. B2, pp. 1191-1207
- Glassley E. (2010). *Geothermal Energy*, CRC Press, pp. 276.
- Lay T, Wallace TC. (1995) *Modern global seismology*. Academic Press.
- Jaeger J.C., Cook N.G.W., Zimmerman R.W. (2007). *Fundamentals of rock mechanics*. Blackwell,
- Peterson J., Rutqvist J., Kennedy M., Majer E. (2004). Integrated high resolution microearthquake analysis and monitoring for optimizing steam production at the Geysers Geothermal Field, California. California Energy Commission, Geothermal Resources development account Final Report for Grant, GEO-00-003.
- Scholz CH. (2008) *The mechanics of earthquake and faulting*. Cambridge.