

TOSCOGEO

geothermal energy

Società del gruppo



GRAZIELLA
green power

magma ENERGY ITALIA

RETE GEOTERMICA TOSCANA

C/O TOSCOGEO S.R.L.

VIA ERNESTO ROSSI N° 9 - 52100, AREZZO

TEL. 0575 32641 - FAX. 0575 326464

Impianto Geotermico Pilota Castelnuovo PROGETTO DEFINITIVO



00	06/11/2015	Emissione	Magma Energy Italia S.r.l.	Magma Energy Italia S.r.l.	Rete Geotermica Toscana
REV.	DATA	OGGETTO	PREPARATO	CONTROLLATO	APPROVATO

PROGETTISTA:

magma ENERGY ITALIA

MAGMA ENERGY ITALIA SRL
Via E. Rossi n. 9 - Arezzo 52100
Tel 0575 32641 - Fax 0575 326457
magmaenergy@legalmail.it
C.F. 06059240488

TITOLO:

RAPPORTO SUL MONITORAGGIO DELLE DEFORMAZIONI DEL SUOLO

NOTE:

TOSCO GEO SRL
VIA E. ROSSI N.9 - AREZZO 52100
TEL. 0575 32641 - FAX 0575 326464
C.F. e P.IVA 06142590485
Capitale sociale sottoscritto e versato € 12.000,00
Società soggetta a direzione e coordinamento di
Azienda Green Power spa - via E. Rossi 9 - Arezzo 52100
C.F. e P.IVA 02033840519

IDENTIFICAZIONE ELABORATO

C	A	S	0	2	D	E	A	M	R	0	0	8
ARGOMENTO	PROGETTO	LIVELLO	AREA	TIPO	PROGRESSIVO							

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

FOGLIO:

1 di 15

FORMATO:

A4

INDICE

1. Introduzione	3
2. La subsidenza a scala regionale	3
3. La subsidenza nei campi geotermici	4
3.1. Wairakei e The Geysers	4
3.2. Monte Amiata	5
3.3. Larderello-Travale	9
4. Stima delle Subsidenza nell’area di sviluppo	11
5. Monitoraggio delle Deformazioni del suolo	12
5.1. Interferometria PSInSAR	12
5.2. Livellazioni topografiche	13
5.3. Misurazioni GPS	15

1. Introduzione

Le deformazioni del suolo sono costituite da spostamenti nello spazio della superficie terrestre, indipendentemente dalla causa che lo ha prodotto, dallo sviluppo areale e dall'evoluzione temporale del fenomeno, dalla velocità di spostamento del terreno e dalle alterazioni ambientali che ne conseguono.

Per subsidenza si intende una deformazione altimetrica negativa, ossia un abbassamento di quota della superficie terrestre. L'abbassamento del suolo può essere legato a cause naturali, quali i processi tettonici, i movimenti isostatici e le trasformazioni chimico-fisiche (diagenesi) dei sedimenti per effetto del carico litostatico o dell'oscillazione del livello di falda. Inoltre alcuni aspetti dell'attività antropica possono influenzare in modo considerevole il fenomeno o addirittura determinarne l'insorgere.

La subsidenza indotta dalle attività antropiche si esplica generalmente in tempi relativamente brevi (al massimo alcune decine di anni), con effetti che possono avere conseguenze sulle opere umane, nel caso in cui non si intervenga preventivamente con azioni di controllo e gestione. Le cause più diffuse della subsidenza indotta sono essenzialmente legate all'emungimento eccessivo delle falde acquifere, all'estrazione di idrocarburi, alle bonifiche idrauliche. Il grado di urbanizzazione e industrializzazione di un'area "sensibile" alla subsidenza può quindi sia influenzare tale fenomeno, sia esserne condizionato.

2. La subsidenza a scala regionale

In Italia le aree interessate da processi di subsidenza a scala regionale sono individuabili in corrispondenza sia della Pianura Padano-Veneta (inclusi i margini meridionali dei laghi alpini) sia di alcune piane costiere (ad esempio la Pianura Pontina). Ben noti e oggetto di un'attenzione particolare per la loro rilevanza economica e artistica sono i casi di Venezia e Ravenna. Qui hanno interagito negativamente, in passato, processi naturali e attività antropiche. Queste ultime sono ora sotto controllo, ma il fenomeno difficilmente si potrà arrestare del tutto, essendo connesso a processi diagenetici, tettonici e di riequilibrio isostatico. Per una pianura alluvionale come quella dell'Emilia-Romagna i valori di subsidenza naturali attesi sono dell'ordine di 0,1-0,3 cm/anno mentre i valori effettivamente misurati nelle ultime decine d'anni sono quasi ovunque maggiori di 0,4 cm/anno e con punte di 5 cm/anno.

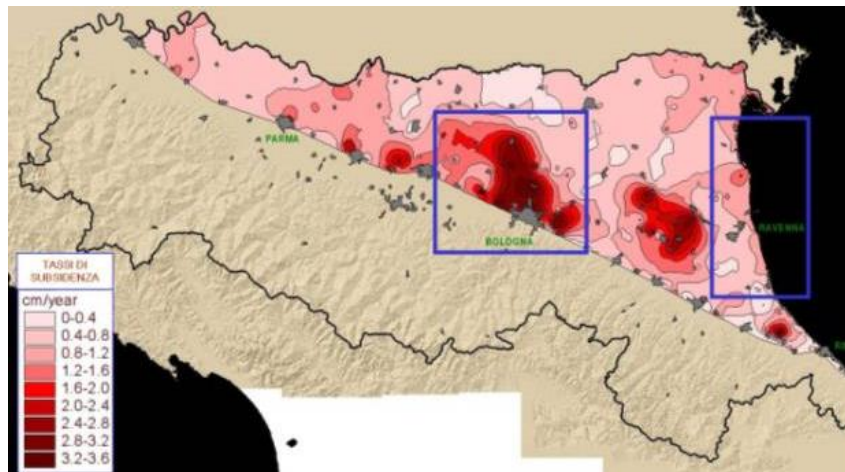


Fig. 1 - Distribuzione della subsidenza nella pianura emiliano romagnola nel periodo 1973/93-1999 e delimitazione di due aree critiche oggetto di studi specifici. Dati ARPA Ingegneria Ambientale, Bologna

3. La subsidenza nei campi geotermici

3.1. Wairakei e The Geysers

In campi geotermici produttivi il fenomeno della subsidenza, ove presente, è collegato alla diminuzione di pressione nel serbatoio che causa il consolidamento delle rocce serbatoio comprimibili, ossia quelle in cui la matrice rocciosa non è tale da sostenere la perdita di pressione di pori. Il fenomeno della subsidenza in superficie a seguito dell'emungimento di fluidi geotermici si è manifestato in diverse parti del mondo, in particolare in quei campi geotermici dove il serbatoio produttivo è costituito da rocce particolarmente porose (vulcaniti, carbonati vacuolari) situate a profondità ridotte (meno di 2000m), all'interno delle quali le operazioni di reiniezione sono iniziate solo dopo diversi anni dall'inizio della produzione. Ad esempio nel campo geotermico di Wairakei-Tauhara in Nuova Zelanda i dati più recenti di monitoraggio della subsidenza riportano valori di 90 mm/anno (Bromley et al. 2010¹) che sono comunque inferiori ai valori registrati negli anni iniziali di sfruttamento del campo geotermico durante i quali sono stati raggiunti picchi di 498 mm/anno, registrati nel 1979 (Brockbank et al. 2011²). Analogamente nel campo geotermico di The Geysers in California gli iniziali dati di subsidenza raccolti negli anni '70 mostravano valori massimi di 48mm/anno che si sono protratti fino a metà anni '90 (Mossop e Segall, 1997³).

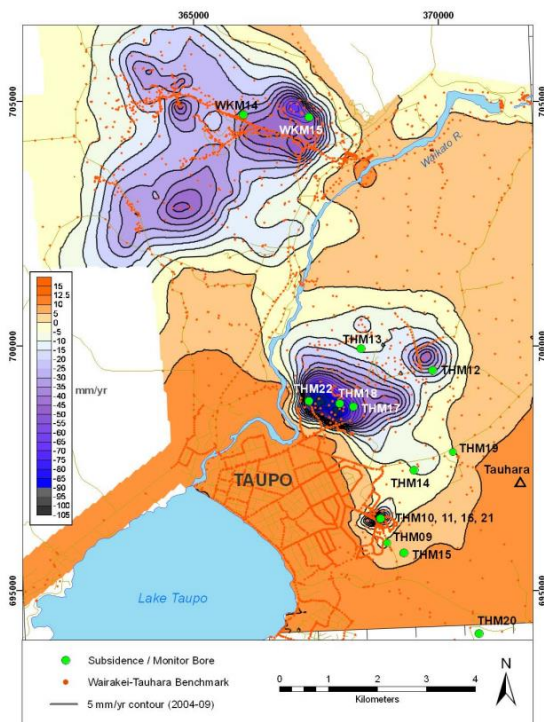


Fig. 2 – Subsidenza nel periodo 2004 to 2009, nel campo geotermico di Wairakei-Tauhara, Nuova Zelanda. (Bromley et al. 2010)

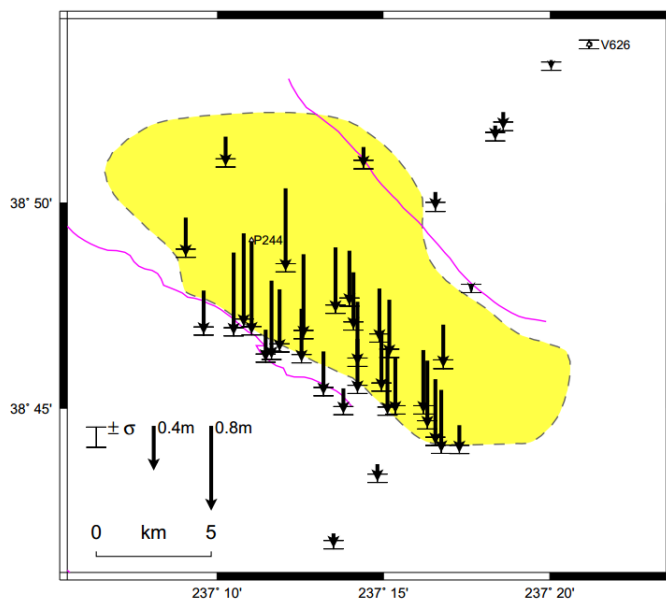


Fig. 3 – Subsidenza nel periodo 1977 to 1996, nel campo geotermico di The Geysers, USA. (Mossop and Segall, 1997)

¹ Bromley, et al. (2010). Tauhara Stage II Geothermal Project: Subsidence Report

² Brockbank et al. (2011) Overview Of The Wairakei-Tauhara Subsidence Investigation Program. PROCEEDINGS, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, January 31 - February 2, 2011 SGP-TR-191

³ Mossop A., Sagall P. 1997. Subsidence at The Geysers geothermal field, N. California from a comparison of GPS and leveling surveys. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 24, NO. 14, PAGES 1839-1842

3.2.Monte Amiata

I fenomeni di subsidenza nella zona del Monte Amiata sono stati analizzati in particolare da uno studio condotto dall’Università di Siena nel 2008, impiegando la tecnologia dell’Interferometria differenziale utilizzando immagini satellitari ERS-SAR e ENVISAT-SAR⁴. I dati interferometrici sono stati integrati con i dati provenienti da livellazioni ottico-geometriche condotte da Enel nel periodo 1988-2006 nelle due reti “Bagnore” e “Piancastagnaio” (ENEL, 2006).

Nell’area di **Abbadia San Salvatore** è stato osservato da analisi interferometrica un abbassamento massimo di circa 20mm in 7 anni di livellazioni topografiche, che coincide con i risultati ottenuti dall’analisi interferometrica per il periodo 1995-2000, sebbene le deformazioni medie del suolo nell’area non superino i 5mm.

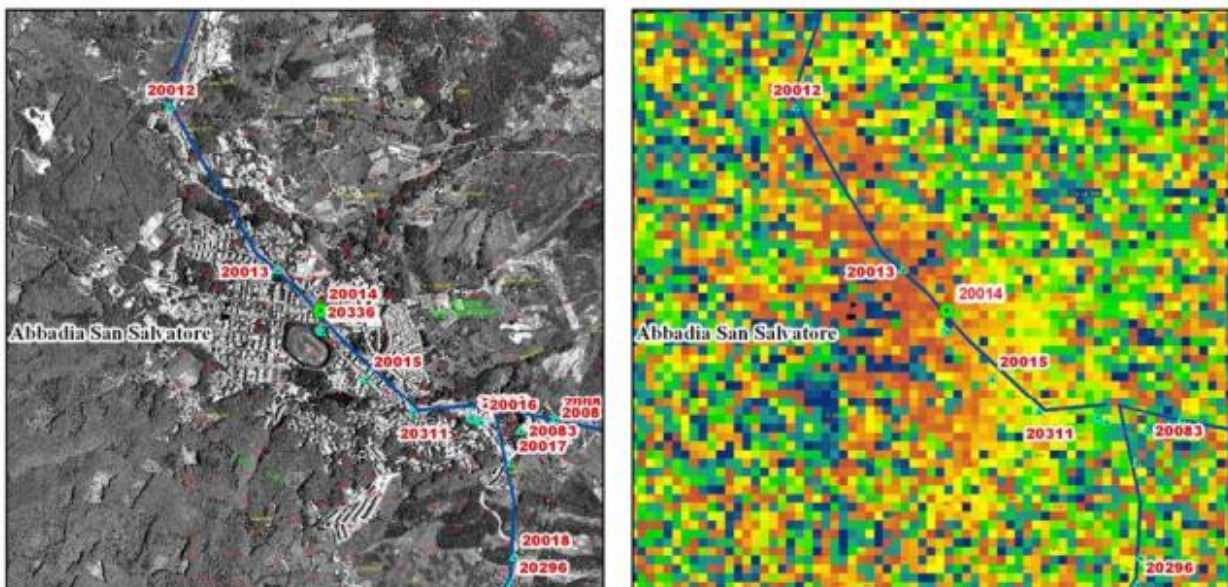
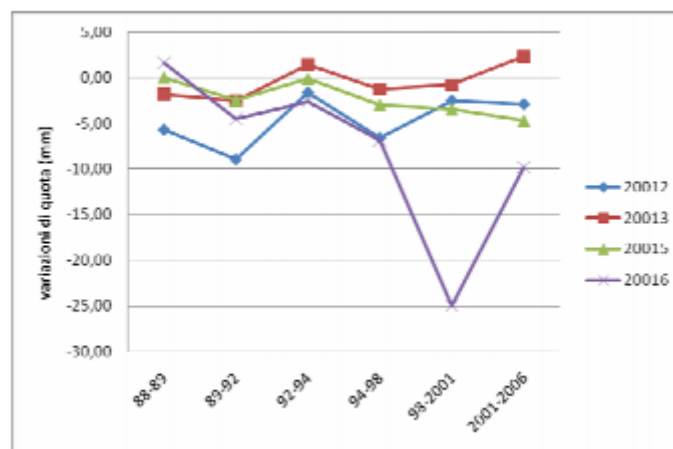


Fig. 4 – Abbadia San Salvatore: Andamento delle variazioni di quota; Ortofoto con sovrapposti i capisaldi delle livellazioni topografiche ENEL e interferogramma con sovrapposta la linea di livellazione

⁴ http://www.distrettoenergiainnovabili.it/der/s/geotermia-news/atti-bandi-delibere-e-documenti/studi-e-statistiche/amiata-universita-di-siena/Studio_UniSI_Amiata.pdf

Nell'area di **Piancastagnaio** l'abbassamento massimo è stato di 14mm in 5 anni.

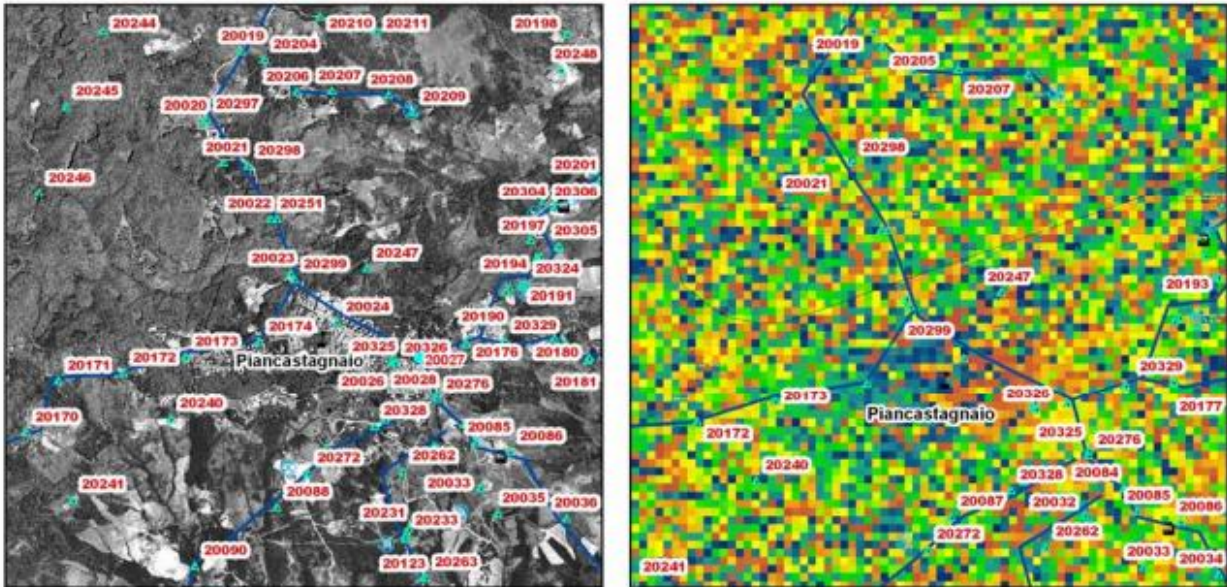
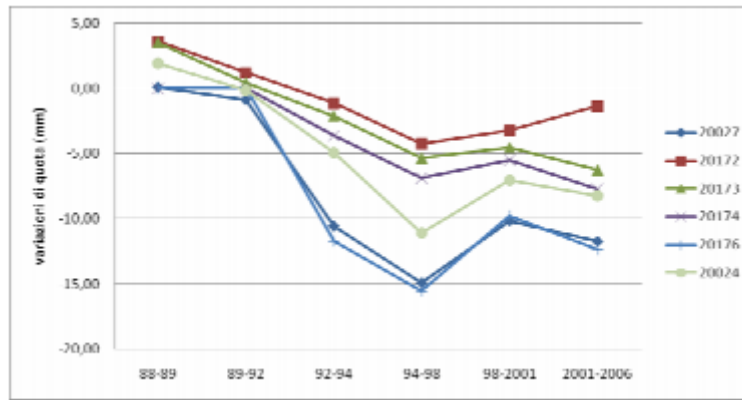


Fig. 5 – Piancastagnaio: Andamento delle variazioni di quota; Ortofoto con sovrapposti i capisaldi delle livellazioni topografiche ENEL e interferogramma con sovrapposta la linea di livellazione

Nell'area di **Santa Fiora-Bagnolo**, come riportato dall'Università di Siena, "i fenomeni di deformazione sono ridottissimi, al limite dell'applicabilità della tecnica" ed è stata osservata una deformazione inferiore a 5mm nei 10 mesi investigati (01/2005-10/2005).

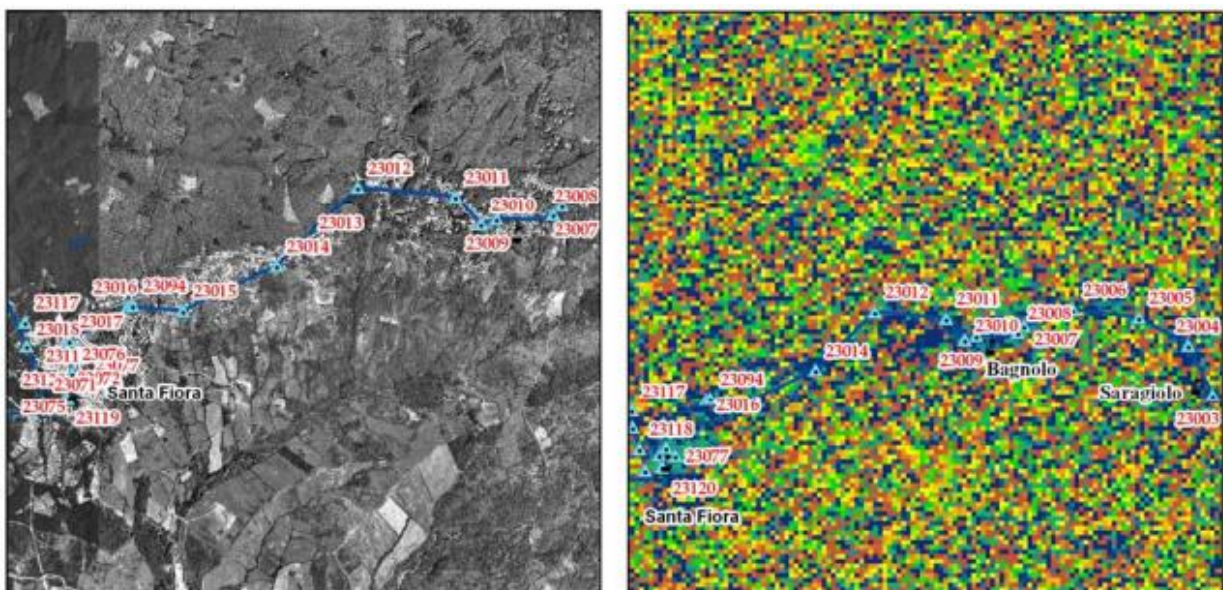
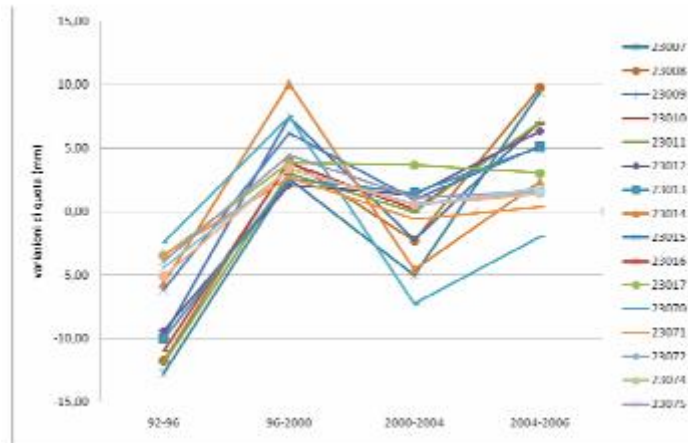


Fig. 6 – Santa Fiora-Bagnolo: Andamento delle variazioni di quota; Ortofoto con sovrapposti i capisaldi delle livellazioni topografiche ENEL e interferogramma con sovrapposta la linea di livellazione

Nell'area di **Arcidosso** le variazioni massime di quota del suolo sono state quantificate con 4-5mm al massimo nei 10 mesi di studio (01/2005-10/2005).

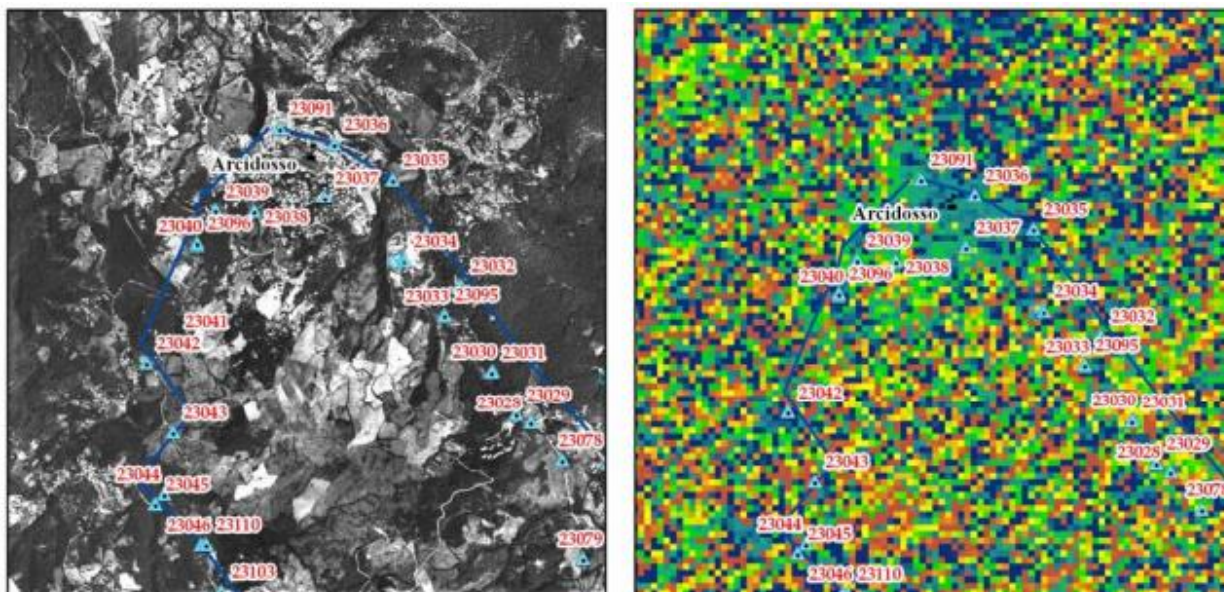
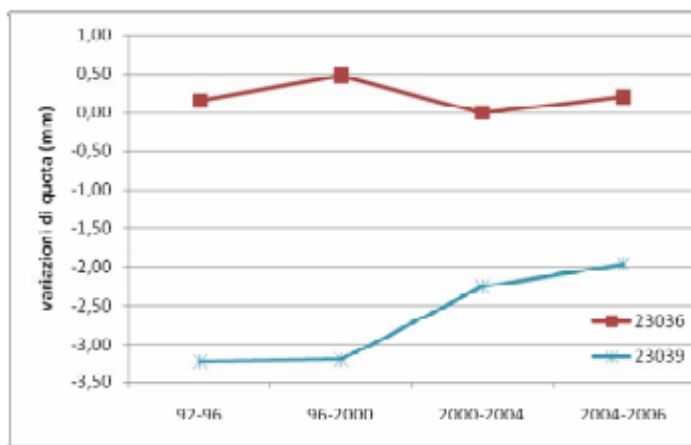


Fig. 7 – Arcidosso: Andamento delle variazioni di quota; Ortofoto con sovrapposti i capisaldi delle livellazioni topografiche ENEL e interferogramma con sovrapposta la linea di livellazione

La rete di livellazione di Bagnore è caratterizzata da trend negativi massimi di 0.25cm/anno che non mostrano connessioni con la produzione geotermica di ENEL. Un'analisi statistica dei dati di livellazione mostra un valore medio di subsidenza di 8.6mm in 14 anni. La rete di livellazione di Piancastagnaio ha mostrato un trend di abbassamento medio di 28mm tra il 1988 e il 2006.

Il confronto tra analisi interferometrica e livellazioni topografiche condotto dall'università di Siena ha messo in evidenza come sussistano fenomeni di deformazione del suolo nell'area del versante meridionale dell'Amiata associati a fenomeni franosi locali.

3.3.Larderello-Travale

Nella zona di Larderello-Travale fenomeni di subsidenza sono documentati in letteratura, soprattutto fino agli anni '70 quando la produzione di fluido geotermico era concentrata nel primo serbatoio (Calcare cavernoso) a profondità di poche centinaia di metri nella zona centrale dell'area geotermica e la reiniezione dei reflui nel serbatoio non era una pratica ancora impiegata.

Dini et al (1995⁵) riportano per il periodo 1986-1993 valori di subsidenza pari a 2cm/anno nel settore centrale del campo di Larderello e valori di 6-8.5 cm/anno nelle zone più esterne verso Castelnuovo Val di Cecina e Serrazzano (Fig. 8). Il settore interessato da maggiore sfruttamento della risorsa ha mostrato una subsidenza massima di 170cm in 63 anni e a seguito delle operazioni di reiniezione iniziate nel 1986 ha mostrato un notevole decremento della subsidenza fino a mostrare locali stabilizzazioni.

Ciulli et al (2010) hanno pubblicato uno studio relativo al campo di Travale riportando dati di monitoraggio della subsidenza a partire dal 1973, anno in cui è iniziata l'attività industriale in quest'area sfruttando il serbatoio carbonatico a circa 1000m di profondità. Nel trentennio 1973-2003 è stata registrata una subsidenza totale di 50cm (Fig. 9) con un tasso iniziale di 2.3cm/anno che progressivamente è sceso agli attuali 1cm/anno.

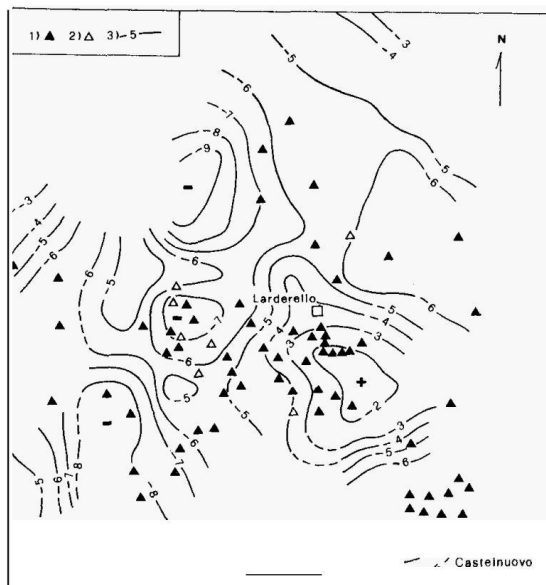


Fig. 8 – Total elevation change during 7-year period 1986-93. 1) main production well; 2) main reinjection well; 3) elevation change contour line (cm). (Dini et al. 1995)

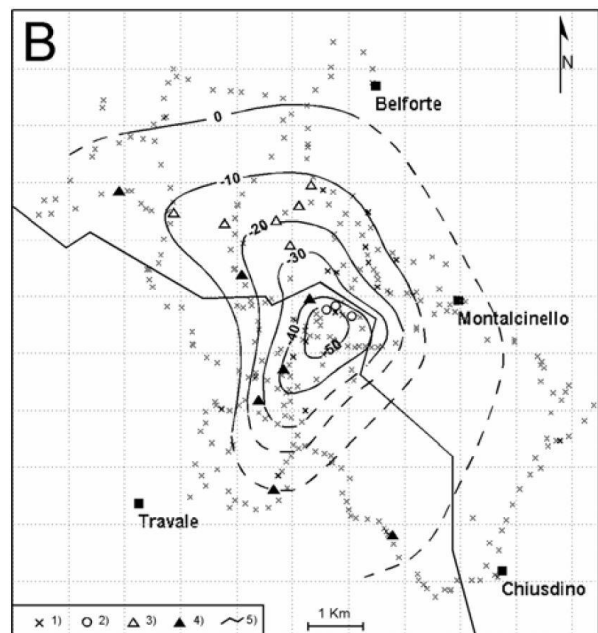


Fig. 9 – Contour of total elevation changes (cm) that occurred during the first 15 year period 1973- 1988 (A); complete 30 year period 1973-2003 (B). 1) Topographic benchmark; 2) well producing from the Horst reservoir; 3) well producing from the Graben reservoir; 4) well producing from the Deep reservoir; 5) main fault system (Ciulli et al, 2010)

Nello stesso periodo di tempo la produzione è salita da 60 kg/s a 260 kg/s , supportata soprattutto dallo sfruttamento del serbatoio profondo (posto a 3000-4000m) a partire da metà anni '90. Analizzando gli andamenti di Pressione e Portata in Fig. 10 si osserva come il

⁵ Dini et al (1995). Reinjection Monitoring in the Larderello Geothermal Field Using Microgravity and Topographic Measurements. World Geothermal Congress

maggior decremento di pressione nel serbatoio superficiale si sia registrato nei primi 5 anni di sfruttamento che hanno comportato (tra il 1973 e il 1978) un abbassamento di circa 4MPa a fronte di una produzione pressoché costante di 60kg/s e che si è riflesso in un abbassamento del suolo di 12 cm circa. A partire dagli anni '80 poi la produzione è aumentata fino a 120kg/s senza comportare grossi decrementi di pressione nel serbatoio. Nella prima metà degli anni '80 all'aumento di produzione non sono stati registrati effetti immediati sulla subsidenza che però ha ripreso due anni dopo, a partire dal 1985 circa fino ad arrivare ad un abbassamento totale del suolo di circa 35 cm dal 1973 al 1993 (1973-1978: 2.3cm/anno; 1978-1983: 1.7cm/anno; 1983-1993: 1.5cm/anno).

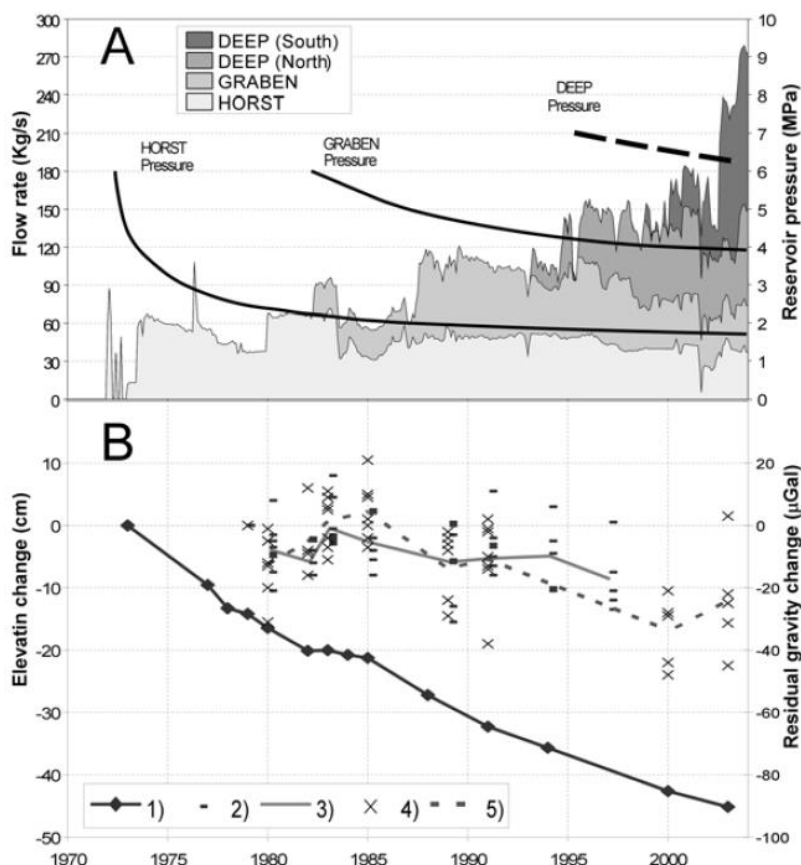


Fig. 10 – Total discharge flow rate and reservoir pressure history for each reservoir (A); Elevation changes and gravity changes occurred in the area of maximum subsidence, i.e. Horst area (B). 1) Average trend of the elevation changes; 2) micro-gravity changes measured with L&R D18 since 1979; 3) average trend of L&R D18 measurements; 4) micro-gravity changes measured with L&R G297 since 1979; 5) average trend L&R G297 measurements.

Nei primi anni '90 è iniziato lo sfruttamento del serbatoio profondo, con un aumento di produzione di circa 150kg/s fino agli attuali 260 kg/s che, a fronte di una diminuzione della pressione del serbatoio profondo di circa 1MPa in 10 anni, non ha avuto effetti significativi sulla pressione nel serbatoio superficiale. La subsidenza nel decennio 1993-2003 è continuata ma con tassi sensibilmente inferiori (1cm/anno prevalentemente correlata alla produzione del primo serbatoio) rispetto al ventennio precedente. Monitoraggi microgravimetrici effettuati a partire dal 1979 hanno mostrato una riduzione di 25 μGal in circa 25 anni di attività.

Questo andamento può essere spiegato come segue:

- le caratteristiche fisico-meccaniche del serbatoio profondo, composto da rocce cristalline con valori elevati di modulo elastico e di compressibilità, sono tali che le rocce sono in grado di supportare l’estrazione di elevati volumi di fluido geotermico senza che vengano a determinarsi incrementi sensibili del fenomeno della subsidenza;
- riguardo al serbatoio più superficiale, nella prima metà degli anni ’80, quando la reiniezione non vi era ancora praticata, la subsidenza ha subito un notevole rallentamento in risposta alla progressiva riduzione del quantitativo di fluido estratto che è passato dagli iniziali 60kg/s a circa 45kg/s. La subsidenza ha ripreso nella seconda metà degli anni ’80 quando la produzione è salita di nuovo a 60kg/s. Dal momento che il serbatoio superficiale risulta in equilibrio per una estrazione dell’ordine di circa 45 kg/s in assenza di reiniezione, se ne può dedurre che tale valore rappresenta l’ordine di grandezza della capacità di ricarica naturale del sistema superficiale.

4. Stima delle Subsidenza nell’area di sviluppo

Nella zona di interesse del Progetto Castelnuovo verranno realizzati due pozzi con l’obiettivo di raggiungere zone commercialmente produttive del serbatoio geotermico posto all’interno del complesso metamorfico, a profondità di circa 3500m. La produzione di fluido geotermico attesa è dell’ordine di circa 20 kg/s. Il fluido geotermico prodotto verrà totalmente reimpresso nelle rocce serbatoio dalle quali sarà stato estratto con il duplice scopo di evitare emissioni in atmosfera e di minimizzare gli effetti di depressurizzazione del serbatoio.

Per stimare l’eventuale abbassamento del suolo a seguito dell’estrazione del fluido geotermico, si può assumere la roccia serbatoio come un mezzo omogeneo ed isotropo, caratterizzato da deformazione poro-elastica prevalentemente lungo la direzione verticale. Applicando la legge di Hooke:

$$\varepsilon = \frac{\Delta H}{H} = \frac{\Delta P}{K}$$

dove:

- ε : Deformazione verticale
- ΔH : diminuzione dello spessore del serbatoio
- H: Spessore del serbatoio
- ΔP : diminuzione della Pressione del serbatoio
- K: modulo di compressibilità

si può calcolare in prima approssimazione i valori di subsidenza attesa.

Nell’ara di esame si può assumere uno spessore del serbatoio di 1500 m. Ai fini di calcolo, la diminuzione di pressione può essere assunta *in modo cautelativo* pari al *doppio* di quella riportata da Ciulli et al. per il serbatoio profondo di Travale (circa 1 Mpa in 10 anni di produzione), ossia circa 2Mpa. Il modulo di compressibilità K può essere stimato sulla base della densità della roccia serbatoio e della velocità delle onde sismiche Vp e Vs secondo l’equazione:

$$K = \rho V_p^2 - 4/3 V_s^2$$

La densità ρ delle rocce del complesso metamorfico nell’area di Travale⁶ si attesta su valori di 2.75-2.8 kg/cm³. Le velocità sismiche nel complesso metamorfico a profondità maggiori di 2000 m riportate in uno studio pubblicato da De Matteis et al (2008), per l’area di Larderello-Travale sono risultate essere:

- Vp: 5.3-5.8 km/s
- Vs: 2.7-3.6 km/s

Risulta quindi che K può variare da 60 a 100 GPa con un valore medio di circa 80 GPa. Applicando la legge di Hooke con i parametri elencati sopra, risulta (tra 2500 e 4000 m) una diminuzione dello spessore del serbatoio inferiore a 4 cm in 30 anni, i cui effetti sarebbero assolutamente irrilevanti in superficie.

5. Monitoraggio delle Deformazioni del suolo

Al fine di monitorare accuratamente eventuali fenomeni di subsidenza sono state previste una serie di misurazioni che includono livellazioni topografiche e analisi interferometriche con tecnica InSAR, combinate con misure GPS, che verranno effettuate prima e durante il periodo di produzione.

5.1. Interferometria PSInSAR

L’acronimo InSAR sta per Interferometry by Syntetic Aperture. L’interferometria è, in senso stretto, la misurazione delle variazioni della fase del segnale SAR tra due acquisizioni distinte, provenienti dallo stesso bersaglio a terra. Un movimento del terreno altera la distanza sensore-bersaglio, questa alterazione induce una variazione nella fase del segnale.

La tecnica PSInSAR™ (Permanent Scatterer InSAR Technique) è stata brevettata dal Politecnico di Milano nel 1999 e concessa in uso esclusivo a TRE. Queste tecniche richiedono l’utilizzo di un numero relativamente elevato di interferogrammi, e la probabilità di successo è spesso legata al numero di interferogrammi a disposizione, tanto che, pur con eccezioni, è spesso ragionevole supporre che con meno di 15 interferogrammi non si possano ottenere risultati attendibili. Il ricorso ad un approccio multi-interferometrico, in cui i dati dei vari interferogrammi vengono utilizzati congiuntamente, consente anche la stima dello spostamento storico del bersaglio radar, ovvero la ricostruzione della sua serie temporale di movimento. Un riflettore permanente (Permanent Scatterer) è un bersaglio radar, contenuto entro una cella di risoluzione dell’immagine SAR. Diversi oggetti possono rivelarsi dei PS, sia di origine naturale, che di origine antropica.

Questa metodologia si rivela quindi particolarmente adatta sia per la qualità che per la quantità di dati collezionabili per monitorare fenomeni di subsidenza legati alla produzione e reiniezione di fluidi geotermici, assicurando il monitoraggio ambientale e favorendo l’ottimizzazione dello sfruttamento del serbatoio geotermico.

Per l’area occupata dal permesso CASTELNUOVO si intende coprire un’area di circa 30km². L’acquisizione ed il processing del dato, con orbite sia ascendenti sia discendenti con campionamenti di circa 100m, può essere suddivisa in due fasi:

⁶ Duprat, a., & Ungemach, P. (1985). An updated conceptual model of the Travale geothermal field based on recent geophysical and drilling data. *Geothermics*, 14(5-6), 755-774. [http://doi.org/10.1016/0375-6505\(85\)90051-3](http://doi.org/10.1016/0375-6505(85)90051-3)

- Monitoraggio del bianco. Tale fase permetterebbe di ottenere un'immagine temporale delle possibili deformazioni del suolo con possibilità di analizzare immagini dal 2002.
- Monitoraggio in fase di produzione: questa fase potrebbe svilupparsi a partire dalla fine della fase perforazione con possibilità di analizzare immagini a frequenza maggiore per un primo periodo di circa 3 anni con cadenza di analisi ogni 6 mesi per poi passare a 12 negli anni successivi.

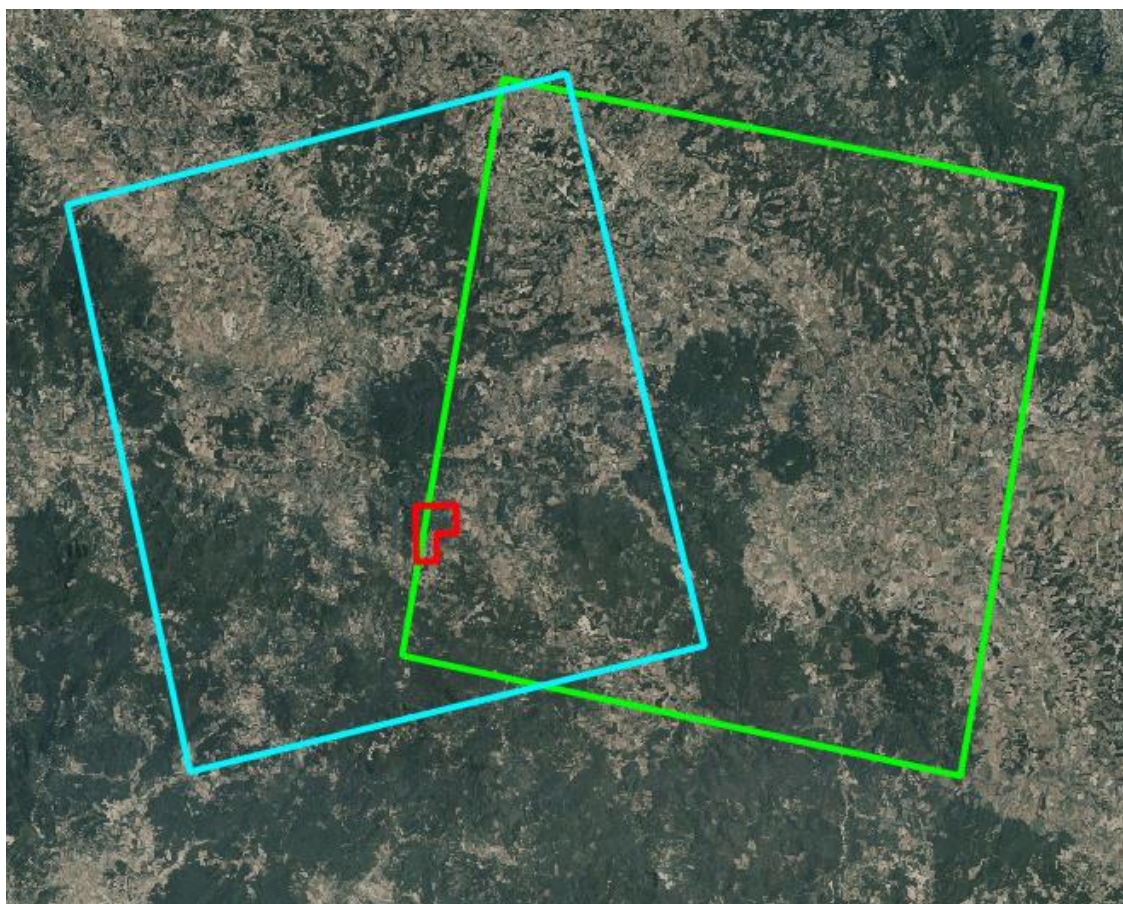


Fig. 11 – Ubicazione del P.R. CASTELNUOVO rispetto alle immagini satellitari disponibili pr l'area di interesse

5.2.Livellazioni topografiche

Le analisi InSAR verranno integrate con i dati forniti da una rete di livellazione topografica opportunamente progettata e collegata con i capisaldi della rete IGM esistente (Fig. 12).

La metodologia ritenuta più idonea per il progetto Castelnuovo è la livellazione geometrica di alta precisione (che prevede misure ogni 40 m con precisione di 1 mm/km), che rappresenta un tipo di misurazione affidabile e ampiamente utilizzata. Le misure di quota verranno effettuate mediante l'impianto di una serie di capisaldi e l'acquisizione delle misure avverrà tramite un livello ottico accoppiato a due stadie in invar.

I percorsi lungo i quali effettuare le misure sono stati determinati tenendo in considerazione l'esigenza di coprire in modo più omogeneo possibile l'area del permesso di ricerca compatibilmente con le strade e i sentieri esistenti e nello stesso tempo di materializzare percorsi non troppo lunghi, ciascuno tale da poter essere chiuso entro una giornata di lavoro. Come riferimenti planimetrici dai quali far partire le nuove misure sono

stati considerati due capisaldi IGM presenti nelle immediate vicinanze del permesso di ricerca e ricavati dal sito IGM <http://www.igmi.org/geodetica/> denominati: Cave di Marmo (120704⁷) e Ponte Cecina (n. 119626⁸). Tali capisaldi possono essere utilizzati come riferimenti planimetrici. Si prevede di materializzare due punti anche presso il polo di produzione e il polo di reiniezione.

La metodologia di lavoro consiste nella misura dei dislivelli tra due punti con il metodo della livellazione geometrica dal mezzo, eseguendo misure in andata ed in ritorno ragionevolmente differenziate nel tempo in modo che le due serie di misure risultino da condizioni operative (meteorologiche, di luce, di percorso ecc.) sufficientemente diversificate in modo da ridurre eventuali possibilità di errori sistematici, ma non oltre le 24 ore successive.

Si possono generalmente acquisire misure per circa 3 km al giorno (6 km in andata e ritorno) effettuando misure intermedie tra i capisaldi (es. ogni 40m).

La rete di monitoraggio proposta ha una lunghezza complessiva di circa 100 km, l’intera rete potrà essere coperta 1 volta prima dell’inizio della fase di perforazione in modo da ottenere un bianco e successivamente a cadenze concordate in base alle esigenze (es. una volta ogni 6 mesi il primo anno, una volta ogni 12 mesi il secondo anno, una volta ogni 24-36 mesi in seguito in fase di coltivazione).

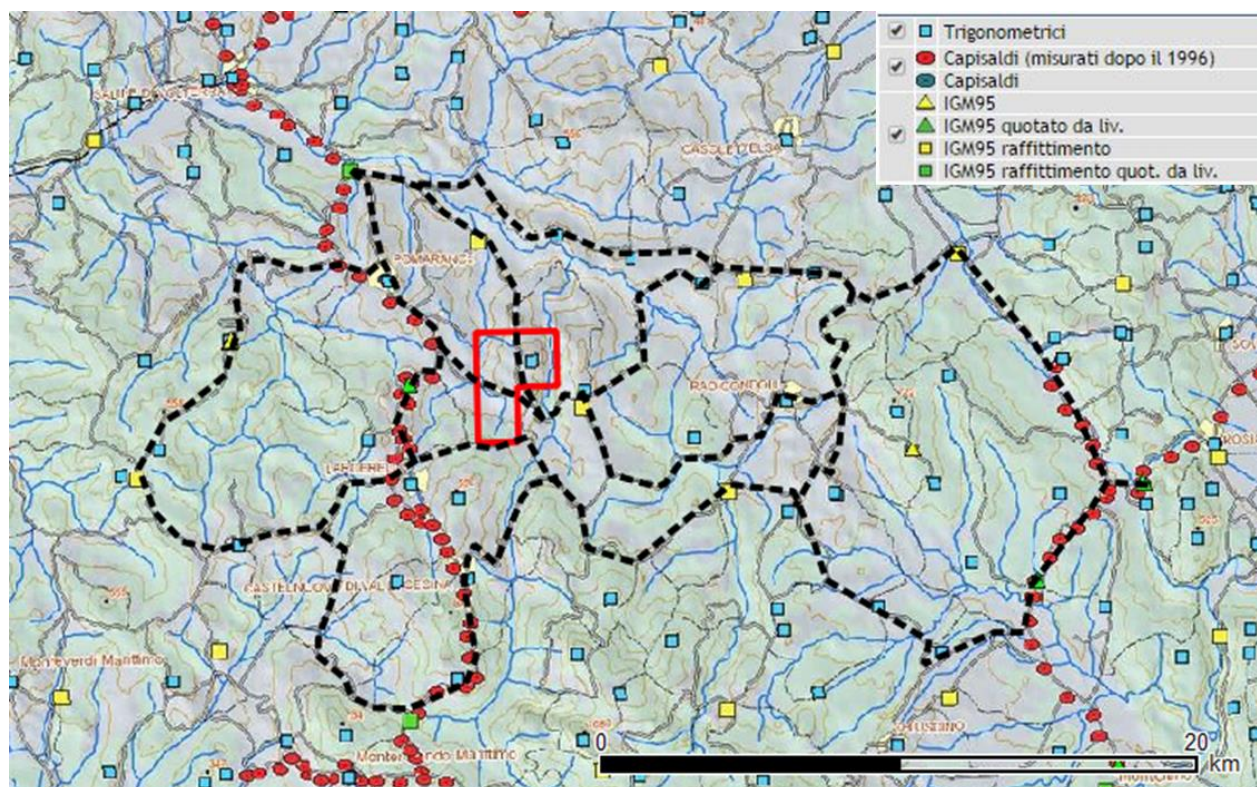


Fig. 12 - Ubicazione di massima della rete di monitoraggio della subsidenza.

⁷ <http://37.207.194.154/ware/schedaigm95.php?id=4528>

⁸ <http://37.207.194.154/ware/schedaigm95.php?id=4740>

5.3. Misurazioni GPS

Le misure GPS avranno la funzione di integrarsi con le misure INSAR al fine di ottenere il massimo dettaglio delle eventuali deformazioni del suolo associate con le attività geotermiche del P.R Castelnuovo.

Le misure di nuova acquisizione, collegate a stazioni permanenti preesistenti collocate entro un raggio di 200-300km, verranno integrate con stazioni di nuova installazione con interdistanza non superiore a 10-15km (una delle stazioni monumentate sarà collocata in corrispondenza della stazione microsismica broad-band).

Stazioni permanenti operative da più di 2 anni sono presenti sull'intero territorio Regionale e l'ubicazione indicata sul sito dell'IGM riporta le seguenti stazioni:

SIEN 00000M000 (Siena) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=76

PRAT 12760M001 (Prato - P.I.N. Center) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=68

MAON 00000M000 (Monte Argentario) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=49

MADA 00000M000 (Madonna dell'Acqua) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=47

IGMI 12701M003 http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=38

GROS 19524M001 (GROSSETO) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=102

GROG 00000M000 (Gorgona island) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=33

ELBA 12721M002 (ELBA ISLAND) http://37.207.194.154/rdn/det.php?id_stat=23