

Progetto per la realizzazione
di un impianto geotermico pilota
nell'area del Permesso di Ricerca "Scarfoglio"

STUDIO DI IMPATTO AMBIENTALE

Documento SCA-006-SIA-00-A01

Allegato 01

Relazione geologico-geotermica AMRA/INGV



gennaio 2015

Napoli, 12/12/2014

Prot. N°324/2014

GEOLELETRIC srl
C.a. Ing. Giuseppe Marconi
SEDE

Oggetto: Referente Scientifico AMRA - Rif. Contratto Geoeletric

Così come descritto nelle premesse del Contratto firmato tra Amra Scarl e Geoeletric N°51/2012 sottoscritto in data 11/06/2012, la scrivente ha individuato nell'INGV l'Istituto scientifico consorziato, che ha svolto il ruolo operativo nel contratto e nella elaborazione della relazione finale, ed il cui referente scientifico è il Prof. Giuseppe De Natale.

In fede

Il Rappresentante Legale
Prof. Paolo Gasparini



sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



certificati n. 15972/07/IS _ n. 20966/10/S

Progetto per la realizzazione di un impianto geotermoelettrico pilota nell'area del Permesso di Ricerca "Scarfoglio"

Il Rappresentante Legale

Prof. Paolo Gasparini



sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



certificati n. 15972/07/5 _ n. 20966/10/5

INDICE

1. Premessa	3
2. Inquadramento dell'area dei Campi Flegrei	5
2.1 Aspetti generali e cenni storici	5
2.2 Petrologia e magmatologia	9
2.3 Bradisismo e sismicità	9
2.4 Attività vulcanica	17
2.5 Idrologia e idrotermalismo.....	18
2.5.1 Composizione chimica delle fumarole	24
2.5.2 Regime di conduzione del calore	27
2.5.3 Bilancio idrogeologico e stime della potenzialità della falda idrica	30
2.6 Geotermia	34
2.6.1 Modello geochimico del sistema Solfatarà – Agnano	36
3. Caratterizzazione e potenziale energetico della risorsa geotermica nell'area di progetto	40
3.1 Dati e attività conoscitive	40
3.1.1 Perforazioni eseguite nell'area dei Campi Flegrei	40
3.1.2 Indagini magnetotelluriche	56
3.2 Modello concettuale del serbatoio geotermico nell'area dei Campi Flegrei	58
3.3 Analisi dell'area dell'impianto pilota	60
3.3.1 Indagini geofisiche.....	65
3.3.2 Modello del serbatoio geotermico	67
3.3.3 Degassamento nell'area di progetto.....	70
3.4 Potenzialità energetiche della risorsa geotermica	71
3.4.1 Area dei Campi Flegrei.....	71
3.4.2 Area del progetto pilota	73
4. Potenziali interferenze delle attività geotermiche in progetto.....	75
4.1 Livello attuale di pericolosità nell'area dei Campi Flegrei	75
4.2 Interferenze di tipo sismico	77
4.3 Interferenze con l'attività vulcanica	79
4.4 Interferenze con il sistema idrotermale per scopi turistici e ricreativi	79
4.5 Interferenze con la risorsa geotermica.....	79
Bibliografia	88

1. Premessa

Il presente documento costituisce la Relazione geologico-geotermica del progetto di realizzazione di un impianto geotermoelettrico pilota nell'area del Permesso di Ricerca "Scarfoglio", ai sensi del D.Lgs. 3 marzo 2011, n.28 e s.m.i.

La relazione è stata strutturata con la finalità di integrare ed approfondire, con riferimento alle tematiche di specifico interesse del procedimento di VIA presso il Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (MATTM), gli argomenti già trattati nei documenti inviati e valutati dal Ministero dello Sviluppo Economico (MiSE) nell'ambito delle precedenti fasi dell'iter autorizzativo. Infatti, a seguito del parere favorevole espresso dalla Commissione per gli Idrocarburi e Risorse Minerarie (CIRM) nella seduta del 19 Marzo 2014, il progetto è stato ritenuto idoneo a proseguire l'iter istruttorio di valutazione, che prevede, appunto, nella corrente fase, l'espletamento della procedura di VIA.

Nello specifico, il documento è strutturato in tre parti principali che analizzano:

1. Gli aspetti geologici, idrogeologici, sismici e vulcanici dell'area oggetto del progetto
2. Le caratteristiche del fluido geotermico da utilizzare per alimentare l'impianto geotermoelettrico ed i modelli di riferimento utilizzati per la stima delle potenzialità geotermiche dell'area in esame
3. Le possibili interferenze dell'impianto pilota con il sistema sismico, vulcanico ed idrotermale della zona.

Per quanto riguarda le caratteristiche generali del progetto si ricorda che questo prevede la realizzazione di un impianto geotermoelettrico a ciclo binario ORC della potenza di circa 5 MWe, che utilizza, previo scambio termico, il fluido geotermico estratto attraverso tre pozzi "produttori", per poi reimmetterlo integralmente nel serbatoio geotermico di provenienza attraverso due ulteriori pozzi "reiniettori", senza alcuna interazione con l'esterno, così come previsto dalla normativa vigente per gli impianti pilota.

Questa configurazione prevede la realizzazione di tre piazzole di perforazione, individuate e definite per ottimizzare le scelte di tipo ambientale e territoriale connesse alle installazioni in superficie.

L'area del Permesso di Ricerca "Scarfoglio" è indicata nella figura 1. In particolare, l'area di progetto ricade interamente nel territorio del Comune di Pozzuoli (NA). L'area geotermica di riferimento è quella dei Campi Flegrei.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com





Vertici del Permesso di Ricerca "Scarfoglio" (*)		
	LAT	LON
A	40° 52'	1° 40'
B	40° 52'	1° 43'
C	40° 49'	1° 43'
D	40° 49'	Int. Linea costa
E	Int. Linea costa	1° 40'

(*) coordinate geografiche riferite all'Ellissoide internazionale di M. Mario

Fig. 1: Area del Permesso di Ricerca "Scarfoglio" (Stralcio cartografico IGMI 1:100.000 Foglio 184 Napoli).

2. Inquadramento dell'area dei Campi Flegrei

2.1 Aspetti generali e cenni storici

La caldera dei Campi Flegrei è un'area vulcanica attiva, ubicata ad ovest della città di Napoli (figura 2.1.1), nel Golfo di Pozzuoli, e nota sin dall'epoca greco-romana per le sue manifestazioni idrotermali (figura 2.1.2), che ne fecero una delle più ambite mete per i bagni termali ed il benessere del corpo.

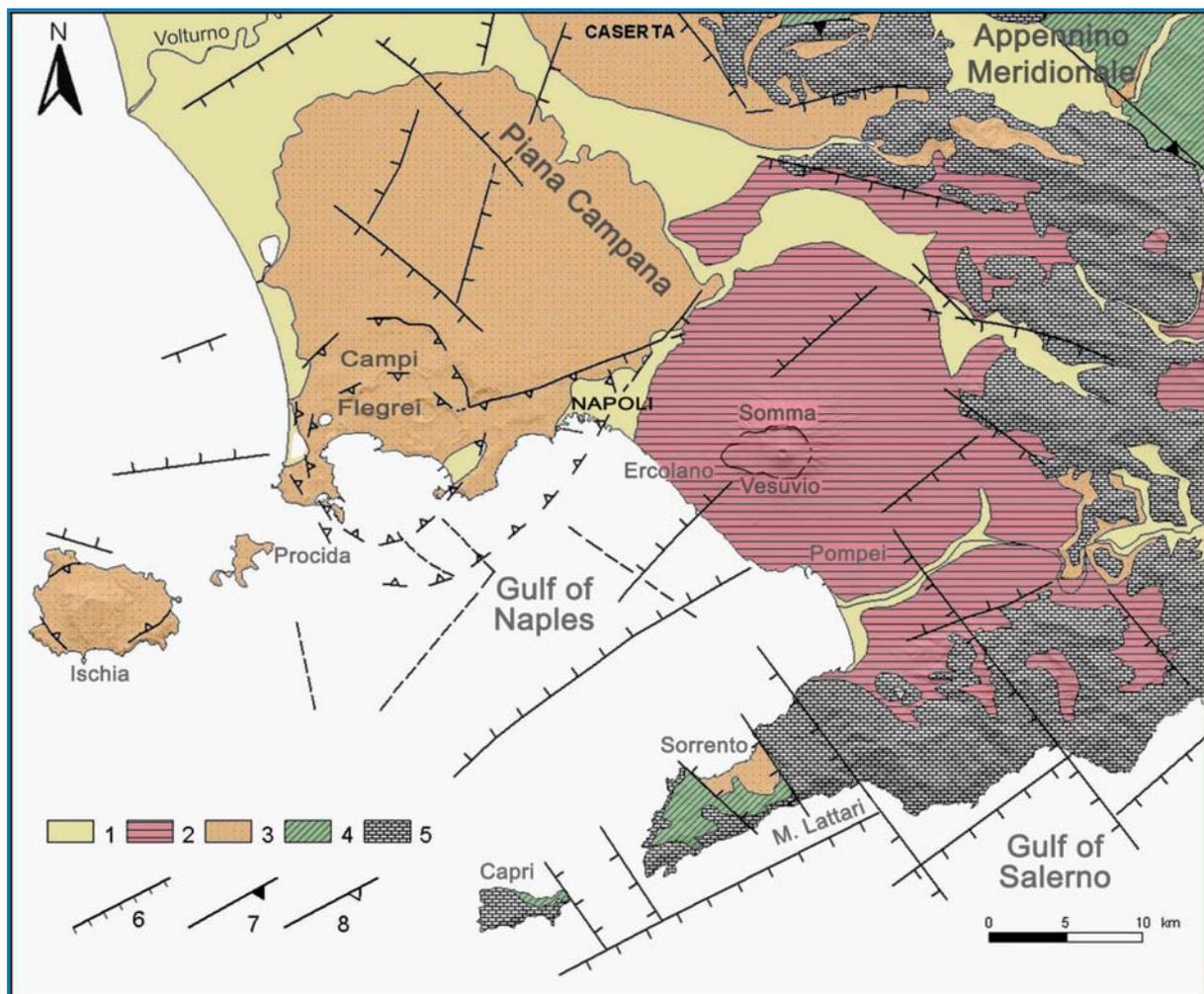


Fig. 2.1.1 Mappa sintetica geologica di sintesi dei complessi vulcanici campani, 1) sedimenti terigeni quaternari; 2) Complesso vulcanico Somma-Vesuvio; 3) Distretto vulcanico flegreo; 4) Sedimenti terrigeni pliocene e miocene; 5) Unità carbonatiche mesozoiche; 6) faglie; 7) sovrascorrimenti, 8) limiti delle caldere (da Di Vito et al., 2001).

La caldera ha un diametro medio di circa 12 km ed è collocata, nell'ambito geografico regionale, all'interno della struttura tettonica a graben della Piana Campana. Quest'ultima costituisce una ampia pianura costiera

Pleistocenica-Olocenica, compresa tra il Tirreno e la catena appenninica, con geometria quasi rettangolare (con elevazione media di 30 m. slm), orientata in direzione NW-SE per circa 100 km. La depressione strutturale di tipo graben è dovuta al regime tettonico distensivo regionale, associato alla rotazione antioraria della penisola italiana ed al processo di apertura del bacino tirrenico. Nella parte a Nord-Ovest, la Piana Campana è delimitata dal Monte Massico e dal vecchio stratovulcano di Roccamonfina. Sui lati a Nord e ad Est sono collocati i primi contrafforti della catena appenninica, mentre ad Est e Sud-Est è situata la catena dei Monti Lattari, che definiscono il margine più meridionale con i contrafforti della penisola Sorrentina, e di cui l'isola di Capri rappresenta l'estremo limite a Sud-Ovest. La parte meridionale-centrale della Piana è caratterizzata da due elementi orografici principali: l'area vulcanica dei Campi Flegrei, ad Ovest di Napoli, ed il Vesuvio, tipico stratovulcano, ad Est.



Fig. 2.1.2 Manifestazioni fumaroliche nel cratere della Solfatara (Pozzuoli).

La formazione della caldera flegrea viene generalmente attribuita a due eventi eruttivi di grande energia, l'Ignimbrite Campana (39.000 anni fa, DRE 150-200km³) e l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (15.000 anni fa,

DRE 40km³) (Rosi e Sbrana, 1987), sebbene le interpretazioni sui meccanismi che hanno determinato la formazione della caldera siano non del tutto univoche ed ancora oggi oggetto di dibattito scientifico.

Sebbene l'area vulcanica dei Campi Flegrei sia ben nota sin dall'epoca romana, i primi studi sistematici sulla evoluzione vulcano-tettonica di quest'area risalgono al periodo tra la fine del XIX e gli inizi del XX secolo. Da quel periodo in poi la caldera flegrea è stata oggetto di moltissimi studi ed osservazioni nell'ambito della geologia e della vulcanologia mondiale. Anche se una sola eruzione è stata osservata in tempi storici (Monte Nuovo, 1538), sin dalla preistoria l'interesse per i Campi Flegrei è stato stimolato da una varietà di fenomeni naturali. Questi includono sorgenti termali, esalazioni fumaroliche spettacolari, come ad esempio quelle del cratere della Solfatara, movimenti del suolo (bradisisma) e terremoti.

La più importante caratteristica morfologica dei Campi Flegrei è rappresentata da un collasso calderico di circa 12 km di diametro, definito, sulla terraferma, da una morfologia di tipo anulare, con rotture di pendenza elevate, che racchiude un campo vulcanico. Il bordo della caldera, con elevazione compresa tra 450 metri e poche decine di metri, continua per circa un terzo sotto il livello del mare, formando il Golfo di Pozzuoli. Tuttavia il limite della caldera, nella zona sommersa dal mare, non è ben identificabile, e solo pochi relitti vulcanici indicano la presenza di attività vulcanica antica sottomarina. All'interno della caldera si evidenzia la presenza di numerosi coni di scorie e di tufo e di duomi lavici, dovuti all'attività vulcanica successiva all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (figura 2.1.3.). La morfologia complessa, determinata dalla successione di eruzioni e dai fenomeni di sollevamento e subsidenza del suolo, include rilievi vulcanici estremamente raggruppati, crateri intersecanti, depressioni bordate da rilievi, fianchi vulcanici erosi, laghi craterici e relitti di antichi terrazzi marini.

Le poche pianure maggiori intracrateriche di Fuorigrotta, Soccavo, Pianura, S. Vito, Quarto e La Schiana sono associate con aree di subsidenza localizzata dovuta a movimenti locali in seguito ad episodi eruttivi. La fascia costiera è invece caratterizzata sia da coste basse con spiagge sabbiose, che da costoni e falesie tufacee che rappresentano sezioni naturali di coni vulcanici erosi dal mare o dislocati da faglie (eventi vulcano-tettonici) (Lirer et al., 1987; Rosi and Sbrana, 1987; Cas and Wright, 1987; Frederiksen, 1984).

Le prime ricerche naturalistiche sui Campi Flegrei iniziarono nel XVIII secolo, quando Niccolò Braucci intraprese il primo studio vulcanologico dell'area, con una descrizione della topografia, delle rocce vulcaniche e di altri fenomeni. I risultati delle sue ricerche furono raccolti da Sir William Hamilton, ambasciatore inglese alla corte borbonica di Napoli, nella sua grande monografia '*Campi Phlegraei*' (Hamilton, 1776). Nuovi elementi per la conoscenza dei vulcani e delle rocce furono presentati da Scipione Breislak (Breislak, 1798, 1849). Un contributo, seppur ambiguo, fu dato da Leopold von Buch. Egli pubblicò descrizioni dettagliate delle caratteristiche geologiche, ma nel suo lavoro '*Geognostische Beobachtungen auf Reisen*' (1806) interpretò i crateri come

risultato di semplice sollevamento del suolo. Un approccio geologico più attendibile si deve ad Arcangelo Scacchi (Scacchi, 1849) che riconobbe le principali formazioni vulcanologiche e produsse alcune correlazioni stratigrafiche delle formazioni piroclastiche in Campania. Altre osservazioni importanti sulla geologia e sui modelli relativi all'origine del vulcanismo campano furono eseguite da numerosi scienziati tra cui Mercalli, Lacroix, Roth, Scrope, Gosselet, Phillips, Abich e Judd, Zambonini. Il naturalista R.T. Gunther (Gunter, 1903) sulla base di dettagliate analisi di rovine romane sommerse, riconobbe i movimenti relativi del livello del suolo in epoca storica nel settore orientale dei Campi Flegrei.

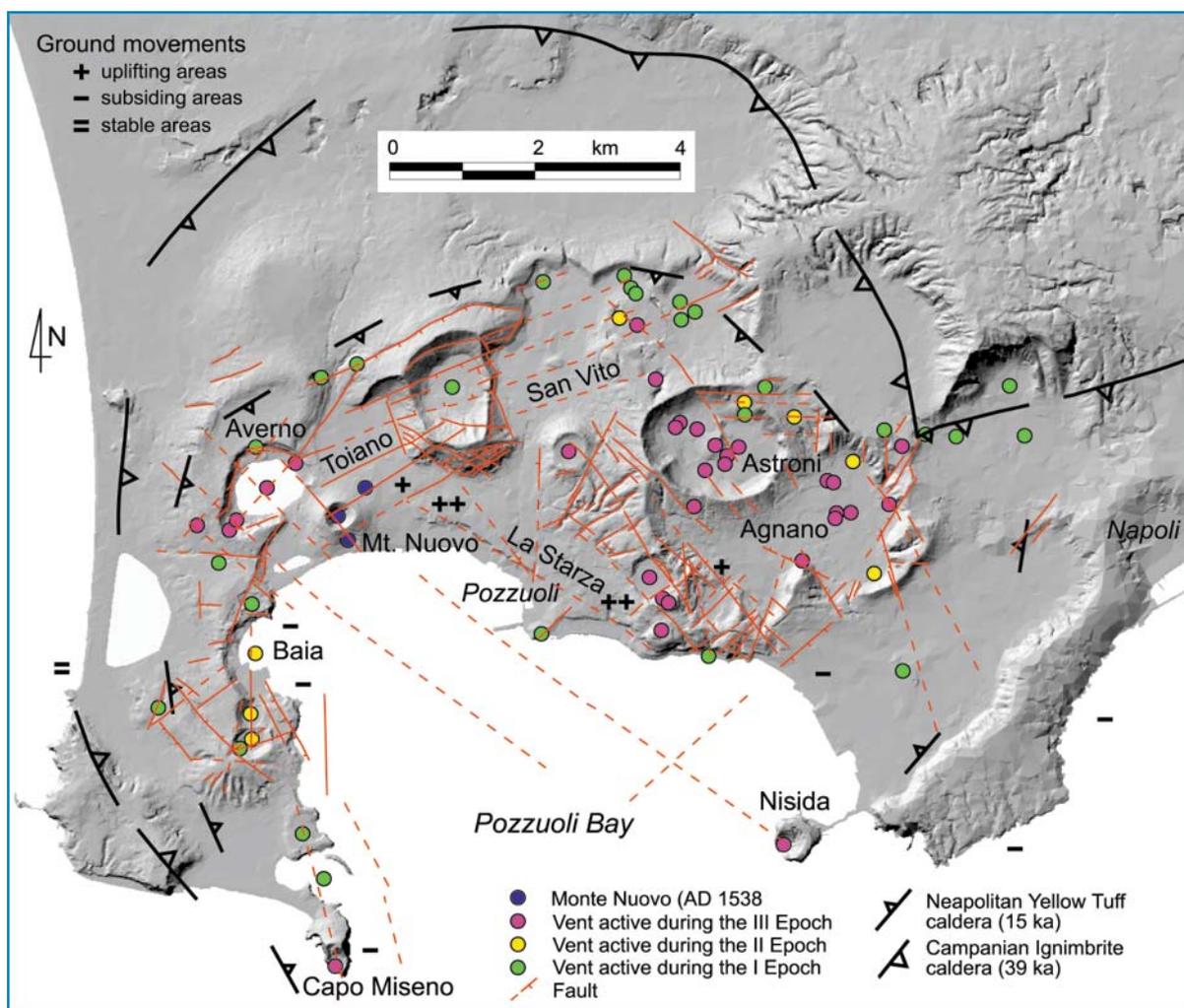


Fig. 2.1.3. Restituzione digitale della morfologia della caldera flegrea con indicazione dei limiti calderici e dei centri eruttivi.

Le stratigrafie più profonde rilevate nel corso delle perforazioni (AGIP, 1987), spinte fino a circa 3km di profondità, evidenziano la presenza di depositi vulcanici sottomarini (tuffiti), intervallati da spessori minori di lave e tufi. La formazione del Tufo Giallo Napoletano è certamente la più diffusa in affioramento sia nell'area flegrea che

nella città di Napoli. Spessori rilevanti di Tufo Giallo Napoletano si rinvencono nei pozzi di Mofete e S. Vito a circa 300 m e 500 m di profondità e sono caratterizzati dalla presenza di vistosi fenomeni di alterazione idrotermale e dalla presenza di zeoliti secondarie. Nei Campi Flegrei si rinvencono due differenti facies deposizionali del tufo giallo: la prima è la facies prossimale che forma i caratteristici cono di tufo (Miseno, Bacoli, Mofete, Gauro, La Pietra, ed allineamenti policentrici lungo la collina di Posillipo). I tufi gialli stratificati che formano i suddetti centri eruttivi sono il risultato di un'attività eruttiva pulsante, in cui il magma ha interagito con acqua freatica, incrementando il livello di esplosività e di frammentazione dei prodotti eruttivi. La seconda facies caotica, nota in letteratura con il nome di Tufo Giallo Napoletano, affiora principalmente nell'area periferica della caldera flegrea.

2.2 Petrologia e magmatologia

I prodotti vulcanici dei Campi Flegrei appartengono alla serie potassica della provincia comagmatica romana, che include l'intero vulcanismo della costa Tirrenica italiana (Peccerillo, 1985; Washington, 1906).

L'analisi petrologica e geochimica indica che sia le lave che i flussi piroclastici appartengono, come composizione, all'intervallo tra i trachibasalti e le trachiti peralcalino-fonolitiche, che includono trachibasalti, latiti, trachiti, alcali-trachiti e trachiti fonolitiche perialcaline (Di Girolamo, 1978; Armienti et al., 1983; Di Girolamo et al., 1988). In generale le rocce con composizione trachitica (sia lave che depositi piroclastici) sono di gran lunga prevalenti, costituendo circa il 90% del totale.

Sulla base di modelli magmatologici, ricerche precedenti indicano che il processo dominante per la genesi e differenziazione delle rocce vulcaniche flegree sarebbe l'evoluzione dei magmi in una camera magmatica poco profonda. Ricerche recenti indicano invece una maggiore complessità dei processi di genesi, che implica l'evoluzione indipendente di più corpi magmatici, in sistemi aperti, verso magmi trachitici. Inoltre, questo modello implicherebbe la progressiva migrazione dell'attività eruttiva verso il centro della caldera, per attivazione dei corpi magmatici vicini alle zone di frattura. La tomografia sismica profonda ha evidenziato una zona a bassa rigidità, assimilata ad un grande serbatoio magmatico, localizzato a circa 7,5-8,5 km di profondità (Zollo et al., 2008).

2.3 Bradisismo e sismicità

La dinamica dei Campi Flegrei è caratterizzata dal manifestarsi di sollevamenti e abbassamenti del suolo (*bradisismo = dal greco terremoto lento*) che si sono succeduti nel corso dei secoli e che hanno lasciato tracce evidenti, a partire da almeno 8000 anni fa. Più recenti sono le testimonianze del bradisismo sulle rovine romane che si ritrovano in prossimità della costa. In particolare, sulle colonne del Tempio di Serapide, presso Pozzuoli, sono stati ritrovati i segni di molluschi litodomi marini, che hanno consentito di ricostruire i movimenti secolari

dell'area. Questi movimenti sono caratterizzati da lenta subsidenza (sul lungo-periodo) con tassi tra 1,1 e 2 cm/anno e da rapidi sollevamenti (sul breve-periodo), in alcuni casi associati ad eruzioni. E' il caso ad esempio del sollevamento registrato prima dell'ultima eruzione di Monte Nuovo nel 1538, seguito poi da una lenta subsidenza durata circa 500 anni. Successivamente, altri due episodi di bradisima sono stati registrati negli anni '70 e '80 del secolo scorso, con valori medi di sollevamento di 0,3 cm/giorno (figure seguenti).

Questi movimenti, durante le due ultime fasi di sollevamento, sono stati monitorati dalle reti di sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano INGV.

La sismicità dei Campi Flegrei sembra essere strettamente correlata alle fasi di sollevamento della caldera, mentre i periodi di abbassamento del suolo sono accompagnati da silenzio sismico. I meccanismi interpretativi più recenti del bradisima flegreo prevedono che il fenomeno di sollevamento e subsidenza che si osserva nelle fasi di unrest e post-unrest, rispettivamente, può essere generato dalla perturbazione dei fluidi geotermali che attraversano la zona più permeabile della caldera tra 500 m e circa 3 km di profondità, le cui proprietà fisiche dipendono dalle condizioni di temperatura e pressione del sistema geotermale stesso (figura 2.3.1). Tuttavia non può essere escluso anche un contributo magmatico al sollevamento.

La fase sismica più intensa degli ultimi 50 anni si è registrata tra il 1982 ed il 1984, durante un unrest che ha generato un sollevamento di circa 2 metri. La sismicità registrata in questo periodo è stata prevalentemente vulcano-tettonica (VT), con eventi scatterati anche di tipo LP (Long-Period). Essa si è distribuita su un'area pressappoco ellittica, tra Pozzuoli ed Agnano, con asse maggiore E-W di circa 5 km ed asse minore di circa 3 km.

Nel periodo successivo, tra il 1989 ed oggi, la sismicità, che consta di poco meno di un migliaio di eventi, si localizza in un'area circolare con diametro di circa 1 km, tra Solfatara ed Agnano (figura 2.3.2 e 2.3.3). Gli eventi LP, correlabili alla circolazione di fluidi in pressione nel sistema geotermale, sono stati riconosciuti durante le fasi di mini-uplift, come durante il 2006, quando sono stati registrati 870 eventi LP in 7 giorni. Altri eventi simili sono stati registrati nel corso delle fasi di sollevamento che si osserva a partire dal 2005.

La magnitudo dei terremoti flegrei è generalmente inferiore a 1,0, con gli eventi massimi registrati nelle fasi di bradisismo del 1982-84 intorno a 4,0. Gran parte degli eventi si localizzano tra 2 e 3 km di profondità, anche se gli eventi LP possono essere più superficiali (≤ 1 km). La sismicità dunque è strettamente correlata alla dinamica vulcanica e confinata in uno spessore crostale di circa 3km. Al disotto di questa profondità le condizioni di temperatura e pressione sono tali da determinare una progressiva transizione fragile-duttile, evidenziata anche dalla drastica diminuzione dei terremoti ivi localizzati. Questi eventi, soprattutto LP, hanno una rilevanza solo strumentale, non producono effetti avvertibili. Un eventuale aumento della loro frequenza mensile non avrebbe significativi effetti per quanto riguarda il rischio sismico.

La riduzione dei volumi sismogenetici, determinata dalle condizioni reologiche delle rocce (T elevate >370 °C), fa sì che la magnitudo del terremoto massimo atteso, nello strato considerato (1-4km), sia probabilmente non lontano dal valore massimo registrato durante il bradisisma del 1982-84

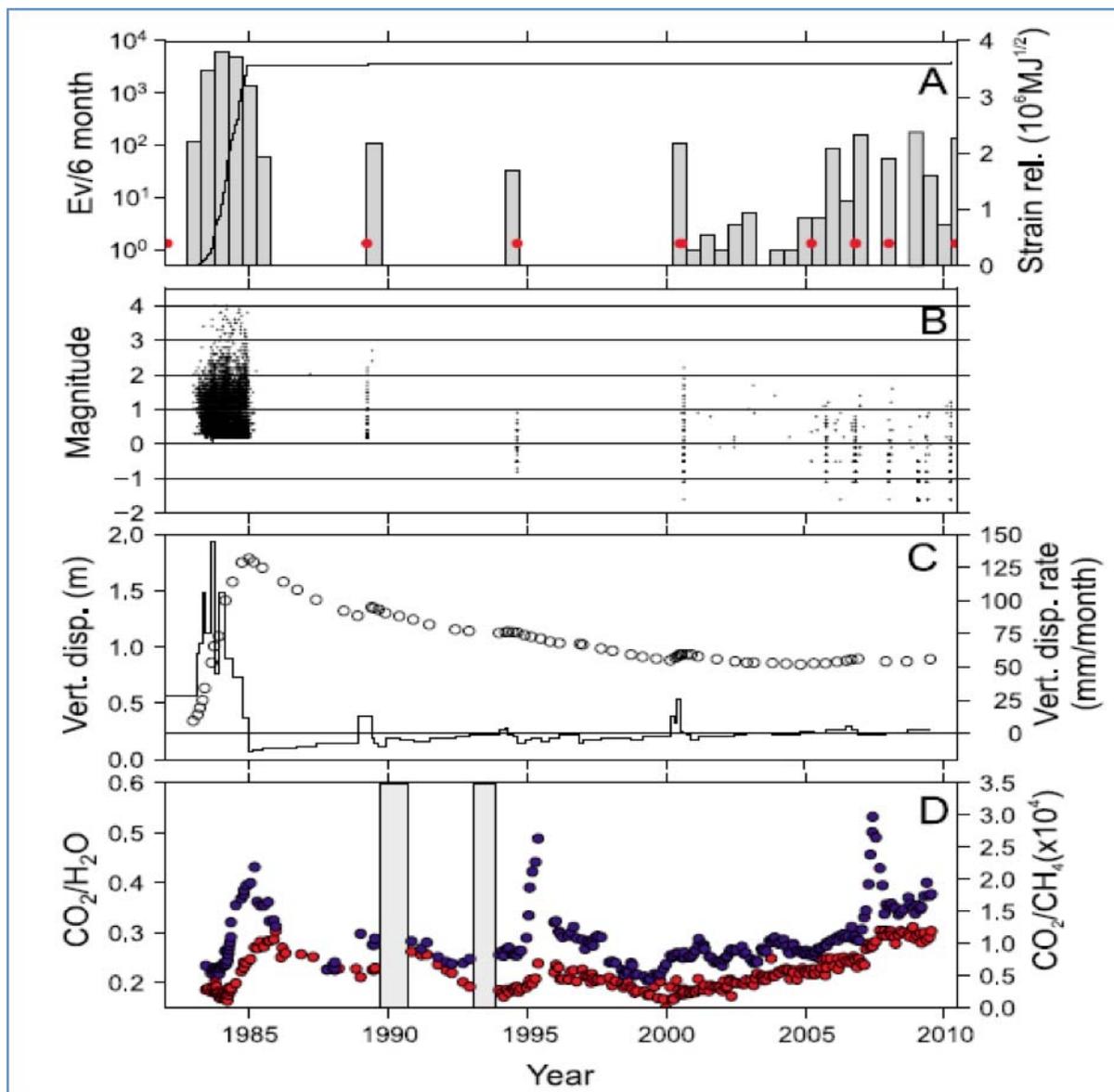


Fig. 2.3.1 Dati geofisici e geochimici della serie storica 1983-2010. E' mostrato il rilascio di strain per terremoti, con cadenza semestrale (A); la magnitudo (B); lo spostamento verticale del suolo (C); il rapporto $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$. Le aree in grigio indicano un gap nell'acquisizione dei dati (da D'auria et al., 2011).

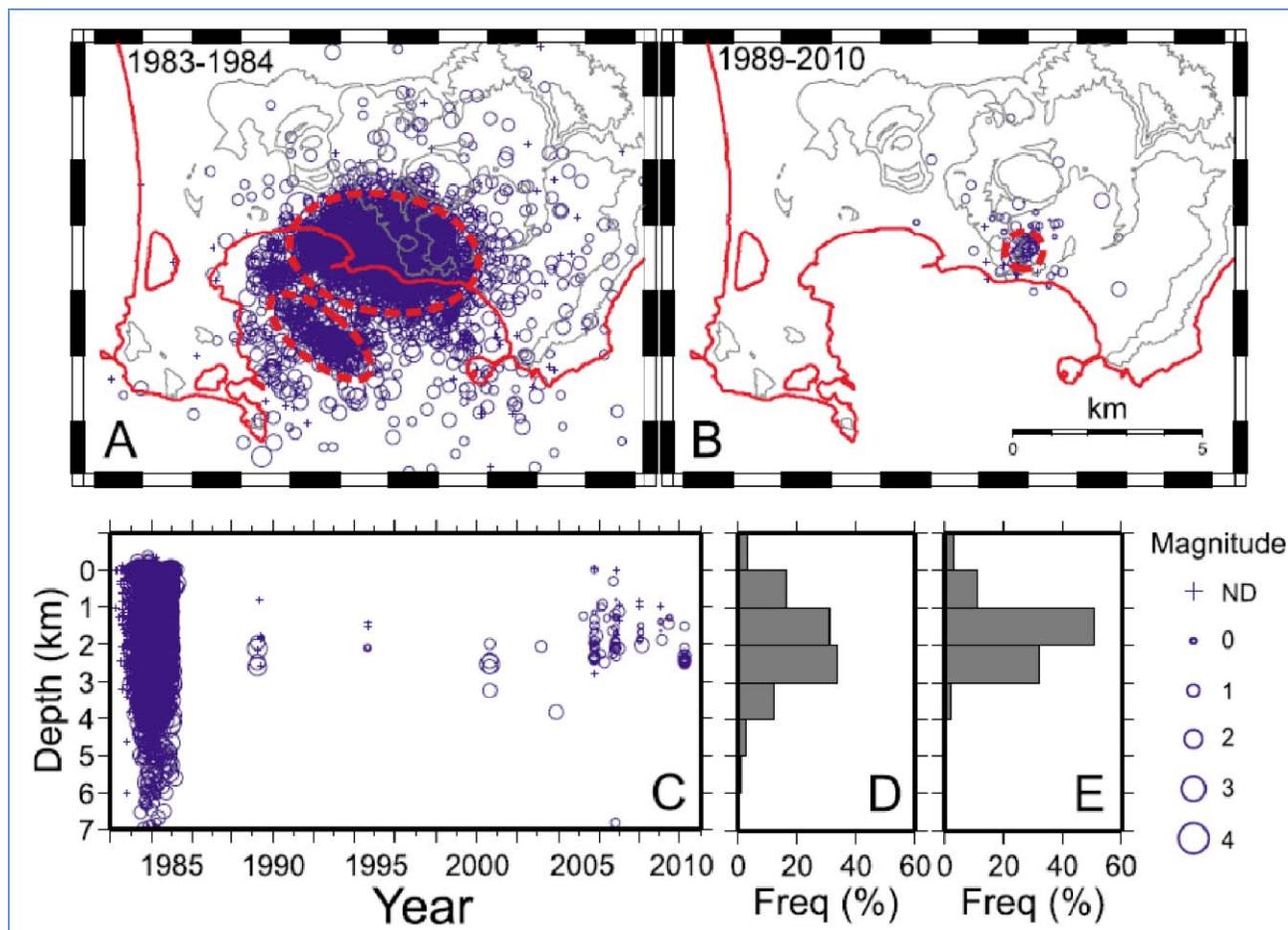


Fig. 2.3.2 Sismicità, con indicazione degli epicentri e della frequenza dei terremoti in funzione della profondità, registrata nel corso della crisi bradisismica del 1982-84 e dal 1989 al 2010 (da D'auria et al., 2011).

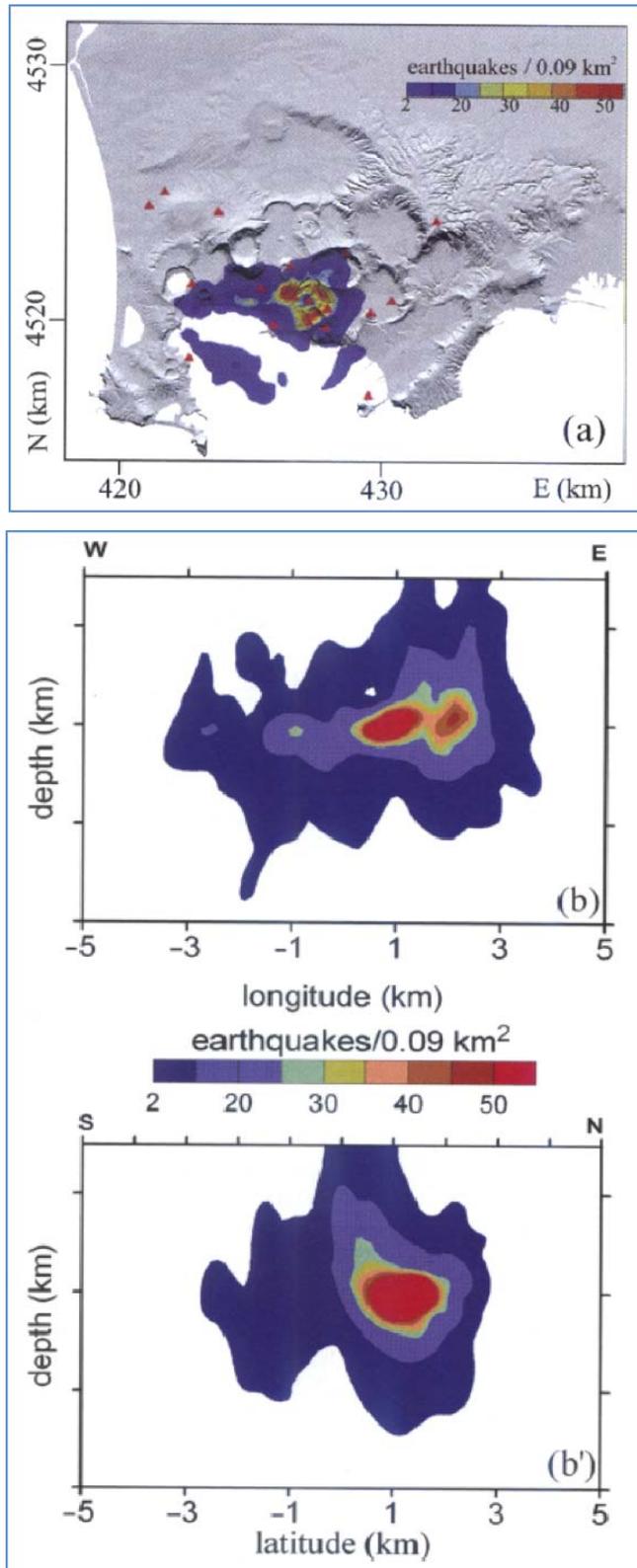


Fig. 2.3.3. Densità dei terremoti per 370 eventi registrati tra il 1973 ed il 1984 (da De Natale et al., 2006).

Per quanto concerne la successione temporale dei principali fenomeni di unrest si osserva che la prima crisi bradisismica è avvenuta tra il 1970 ed il 1972, con un episodio di sollevamento del suolo di oltre 1 m, seguito dopo il 1972 da una subsidenza di circa 30 cm. Il secondo e più intenso episodio di sollevamento si è registrato, come detto, tra il 1982 ed il 1984, con spostamenti verticali massimi di circa 2 m, nel porto di Pozzuoli. Dopo il 1984 è ricominciata la lenta subsidenza.

Gli episodi di sollevamento sono stati accompagnati da un'intensa sismicità, generalmente di bassa energia, con ipocentri localizzati tra 1 e 5 chilometri di profondità, mentre la subsidenza si è verificata con silenzio sismico. Durante la crisi 1982-84 sono stati registrati oltre 15.000 terremoti con magnitudo compresa tra 0,4 e 4,2. Circa una decina di eventi hanno avuto magnitudo 3, ed un solo evento di magnitudo 4,2, avvenuto nell'ottobre del 1983.

La dinamica della caldera flegrea sembra dunque essere caratterizzata da movimenti di lungo periodo (corrispondenti alla subsidenza, e di ordine secolare) durante i quali non si registra sismicità, e movimenti di corto periodo (corrispondenti al sollevamento e di ordine di alcuni anni) durante i quali si registra una sismicità di modesta energia.

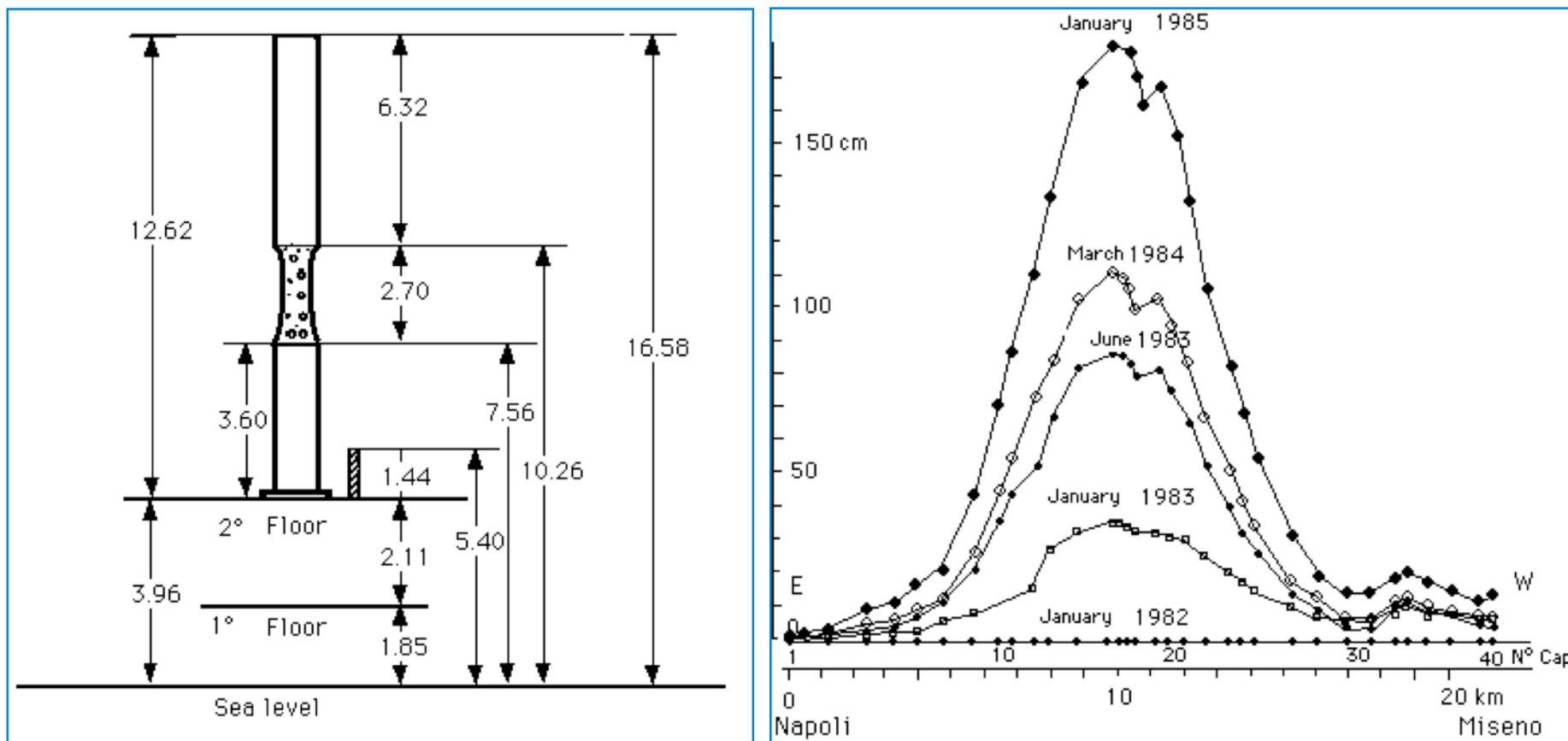


Fig. 2.3.4. A sinistra: sezione schematica del Serapeo di Pozzuoli con il tratto interessato dai segni dei molluschi marini. A destra: deformazioni del suolo osservate lungo il profilo Napoli-Miseno passante per Pozzuoli, nel periodo 1982-1985. (De Natale et. al 2001).

Le indagini geofisiche eseguite nel corso degli ultimi 30 anni nell'area flegrea hanno consentito di stabilire un modello dinamico che meglio si accosti alle osservazioni in superficie.

Le indagini sismiche, gravimetriche e geochimiche hanno evidenziato la presenza di una probabile camera magmatica il cui tetto si troverebbe, come visto, tra circa 7.5 e 8.5 km di profondità.

Il modello comunemente adottato per giustificare le deformazioni osservate in superficie è quello di Mogi (1958). Tale modello prevede una relazione tra gli spostamenti verticali ed orizzontali in superficie e l'aumento di pressione di una camera magmatica in profondità, assimilabile ad un corpo sferico immerso in un mezzo infinito ed elastico.

Tuttavia questo modello non giustifica del tutto le deformazioni osservate in superficie. Infatti, per le deformazioni associate all'ultima crisi bradisismica, dovrebbe essere prevista una sorgente magmatica superficiale con sovrappressioni dell'ordine di alcune centinaia di MPa (molto poco verosimili per una camera magmatica).

Secondo recenti studi un meccanismo più accreditato, responsabile del sollevamento, sarebbe da associarsi alla dinamica del sistema acquifero superficiale, il cui aumento di temperatura e pressione sarebbe strettamente legato alla dinamica della camera magmatica posta al disotto di questo. Il campo di sovrappressioni sarebbe in questo caso determinato dall'insieme del sistema magmatico e del sistema acquifero superficiale, il cui campo di deformazione associato è vincolato dalle discontinuità strutturali che bordano la caldera, dal flusso dei fluidi in pressione e dalla differente permeabilità delle rocce. I modelli fluido-dinamici associati alle deformazioni della caldera flegrea prevedono valori di permeabilità della parte più interna della caldera tra 10^{-15} e $5 \cdot 10^{-15}$ m² ed un'iniezione di fluidi profondi di 8 kt/giorno, sovrapposto ad un flusso di base di 1.15 kt/giorno (Gaeta et al., 1998; De Natale et al., 2001; Gaeta et al., 2003; Troise et al., 2003; Troiano et al., 2011).

I modelli elaborati secondo la suddetta dinamica giustificerebbero le deformazioni molto localizzate, osservate in superficie durante le fasi di crisi, così come la sismicità registrata nelle fasi di sollevamento. La migrazione di fluidi in superficie durante le fasi del bradisisma motiverebbe anche la subsidenza, più rapida di quella secolare di fondo, che si osserva a fine crisi e che sarebbe proprio da imputare alla migrazione laterale dei fluidi attraverso il sistema di acquiferi più suberificali.

In tempi recenti, ulteriori modelli numerici in via di sviluppo da parte dell'INGV, in cui sono meglio vincolati i valori di permeabilità delle rocce al variare della profondità, dimostrano che il contributo al sollevamento è in parte generato dalla migrazione verticale dei fluidi geotermali ed in parte da un contributo di origine magmatica, attribuendo quindi ad un modello misto la maggiore attendibilità geologica.

2.4 Attività vulcanica

Il primo approccio vulcanologico alla stratigrafia dei Campi Flegrei si deve a De Lorenzo (1904). Sulla base dell'analisi dei relitti vulcanici De Lorenzo identificò tre periodi principali, nell'evoluzione vulcanologica dell'area, marcata da due eventi catastrofici principali.

Il primo periodo corrisponde ad una sequenza di eventi culminanti con le super eruzioni che generarono le formazioni del Piperno e del Tufo Grigio Campano (Ignimbrite Campana, ca. 39000 anni fa). Quest'ultimo deposito piroclastico copre la maggior parte della Campania (Zambonini, 1919; Di Girolamo, 1970) ed è la più grande formazione vulcanica quaternaria di tutta Europa.

Il secondo periodo include un'ampia sequenza di eruzioni relativamente piccole, associate ad una lunga fase di attività principalmente esplosiva. Esso terminò con una seconda grande eruzione (15000 anni fa) che formò il grande deposito di Tufo Giallo Napoletano, la formazione vulcanica su cui poggia la città di Napoli (Lirer and Munno, 1975; Orsi et al., 1995; Wohletz et al., 1955).

Il terzo periodo identificato da De Lorenzo iniziò dopo l'eruzione del Tufo Giallo ed è caratterizzato dalla formazione di decine di singoli vulcani e depositi vulcanici (De Lorenzo, 1904, 1905, 1907; De Lorenzo and Riva, 1900, 1902; De Lorenzo Simotomai, 1915) e termina con l'ultima eruzione del 1538.

De Lorenzo identificò anche un periodo di emersione dei Campi Flegrei seguente l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. Studi importanti derivano anche dallo svizzero Alfred Rittmann (1950), che delineò uno schema a tre cicli dell'evoluzione vulcanologica dei Campi Flegrei, parzialmente coincidente con quella proposta da De Lorenzo. Egli ipotizzò l'esistenza di un grande stratovulcano (l'Archiflegreo) o di un certo numero di differenti stratovulcani, localizzati nella parte centrale dei Campi Flegrei, distrutti dalla grande eruzione dell'Ignimbrite Campana con il successivo collasso calderico. Gli studi e le osservazioni elencate hanno rappresentato una base fondamentale sulla quale si sono fondate le ricerche più recenti, a partire dal Progetto Finalizzato Geodinamica (Rosi and Sbrana, 1987).

Con questi studi si definiscono quattro importanti fasi di attività vulcanica, così suddivise:

- 1) 39.000-15.000 anni fa: attività antica maggiore;
- 2) 10.500-8.000 anni fa: attività antica post-calderica;
- 3) 4.500-3.700 anni fa: attività recente;
- 4) attività storica, fino al 1538 (ultima eruzione del Monte Nuovo).

A seguito del collasso calderico la depressione formatasi è stata riempita dal mare e progressivamente dai prodotti dell'attività eruttiva seguente che, insieme ai fenomeni di risorgenza vulcanica, hanno determinato l'emersione di una parte della caldera.

2.5 Idrologia e idrotermalismo

L'area flegrea presenta un andamento orografico alquanto articolato, con le quote maggiori in corrispondenza dell'Eremo dei Camaldoli e con estensione dal limite orientale della *Valle del Sebeto* fino al Mar Tirreno e, nella parte settentrionale, fino all'abitato di Parete-Lusciano. La circolazione idrica profonda è da correlarsi alle acque di circolazione provenienti dai massicci carbonatici circostanti, con deflusso verso mare.

Con la redazione del Piano di Tutela delle Acque per il territorio della ex-Autorità di bacino Nord-Occidentale della Campania si è potuto definire l'andamento piezometrico delle falde sotterranee dell'area flegrea, basato su un insieme di misure effettuate in tre diversi periodi dell'anno (Ottobre-Novembre 2002, Febbraio 2003, Maggio 2003) per poter valutare le oscillazioni piezometriche stagionali. Le suddette misure hanno interessato 38 pozzi, tutti ricadenti nell'area flegrea e ritenuti significativi ai fini delle determinazioni da raggiungere (figura 2.5.1). Successivamente, per poter acquisire informazioni sulle caratteristiche idrauliche dell'acquifero (*trasmissività T e coefficiente S di immagazzinamento*), sono state condotte prove di emungimento su alcuni dei suddetti pozzi e campagne di sondaggi elettrici verticali con stendimenti di 200 m e 500 m.

Dalle risultanze dei dati acquisiti si è potuto pervenire alla delimitazione di una falda superficiale interessante l'intero territorio dell'area flegrea, che si presenta in gran parte a pelo libero, ad esclusione di quei settori dove le formazioni tufacee riescono a operare, per le loro condizioni giaciture e tessiture, azione di tamponamento a tetto (es. zona settentrionale flegrea, area a SE di Napoli). Tale falda risulta alimentata mediante significativi travasi sotterranei dai rilievi carbonatici che limitano la Piana Campana. Inoltre, non trascurabili sono gli apporti provenienti dalle acque di infiltrazione meteorica a livello locale.

La falda, in corrispondenza dell'area di Marano e Calvizzano, presenta un alto piezometrico, che raggiunge quote superiori ai 20 m s.l.m., comportando per i deflussi configurazioni di tipo radiale (figura 2.5.2, 2.5.3).

Nell'areale flegrea sono presenti diverse sorgenti affioranti prevalentemente nella zona centrale della caldera. Particolare rilevanza, da un punto di vista geotermale, e per la sua attività, costantemente monitorata dall'INGV, va attribuita alla sorgente di Pisciarelli, ubicata sul bordo esterno nord-orientale del cratere della Solfatara. La falda è sostenuta inferiormente da livelli piroclastici a granulometria fine o da piroclastiti rese meno permeabili dai processi di alterazione idrotermale. La temperatura in superficie dell'acqua è intorno ai 100°C.

Le acque sotterranee sono connesse a un circuito idrotermale, testimoniato da elevati gradienti geotermici riscontrati nell'area, che nelle zone più superficiali (fino ad alcune centinaia di metri) superano $0.2^{\circ}\text{Cm}^{-1}$, mentre i gradienti medi misurati nei pozzi più profondi, fino a circa 3 km di profondità, sono pari a circa $0.15^{\circ}\text{Cm}^{-1}$. I gradienti elevati in superficie sono da imputare ad una forte componente advettiva dei fluidi caldi di origine

magmatica che interagiscono con il sistema di acque meteoriche che si infiltrano negli strati più superficiali, durante i periodi a maggiore piovosità. Tali sistemi di acquiferi si presentano a falde sovrapposte e, nel caso di Pisciarelli, non sembrano avere interazioni dirette con gli acquiferi più profondi. Infatti, le variazioni di portate e di pressioni talvolta osservate in questo sito, non si verificano in altri siti limitrofi, come la Solfatara, e sono spesso preceduti da periodi più piovosi. Ciò indicherebbe che la dinamica recentemente osservata del sistema di fumarole e sorgenti di Pisciarelli sia legata a fenomeni molto superficiali.

Numerose sorgenti termominerali ricadono nell'area di Arco Felice–Pozzuoli (Stufe di Nerone, Averno, Tempio di Serapide, Terme la Salute, Terme Puteolane), nella conca di Agnano (gruppo Apollo, gruppo Marte, gruppo Strudel, S. Germano), nell'area di Bagnoli (Cotroneo, Tricarico e Manganello) e nell'area di Napoli (Chiatamone, S. Lucia). Il chimismo di queste acque è influenzato dagli apporti fluidi profondi e, ad esclusione delle sorgenti di Agnano, dalla interazione con acqua marina.

La definizione del limite del corpo idrico dell'area flegrea è stata effettuata sulla base della struttura piezometrica rilevata, nonché sull'uniformità delle caratteristiche geochemiche delle acque sotterranee indagate rispetto alle acque appartenenti ad altri corpi idrici sotterranei confinanti, come, ad esempio, quello della Piana Campana e del complesso Somma Vesuvio. La posizione di detti limiti risulta però solo indicativa perché non supportata da corrispondenti, ben definite, variazioni litologiche e/o morfologiche, come si può dedurre dall'analisi delle sezioni idrogeologiche presenti in letteratura.

All'interno del corpo idrico sotterraneo dell'area flegrea, è possibile individuare diverse sottozone basandosi sulla direzione del flusso delle acque sotterranee:

- una prima, comprendente le acque di falda che, nella parte orientale della dorsale Camaldoli-Posillipo, recapitano a mare verso sud attraversando i depositi della valle del Sebeto;
- una seconda, situata nella parte sud-occidentale confinata dai limiti della caldera flegrea, in cui il flusso delle acque sotterranee si dirige direttamente verso il mare;
- una terza, situata nella zona settentrionale dall'alto piezometrico fino ai comuni di Parete e Lusciano, le cui acque vanno ad alimentare il corpo idrico della Piana Campana.

Tali risultanze, ottenute da dati freato-metrici, e da considerazioni sull'assetto idrogeologico, permettono di individuare un acquifero dei Campi Flegrei su una base dimensionale con linee isopiezometriche ad intervallo di 1 m (figura 2.5.4)

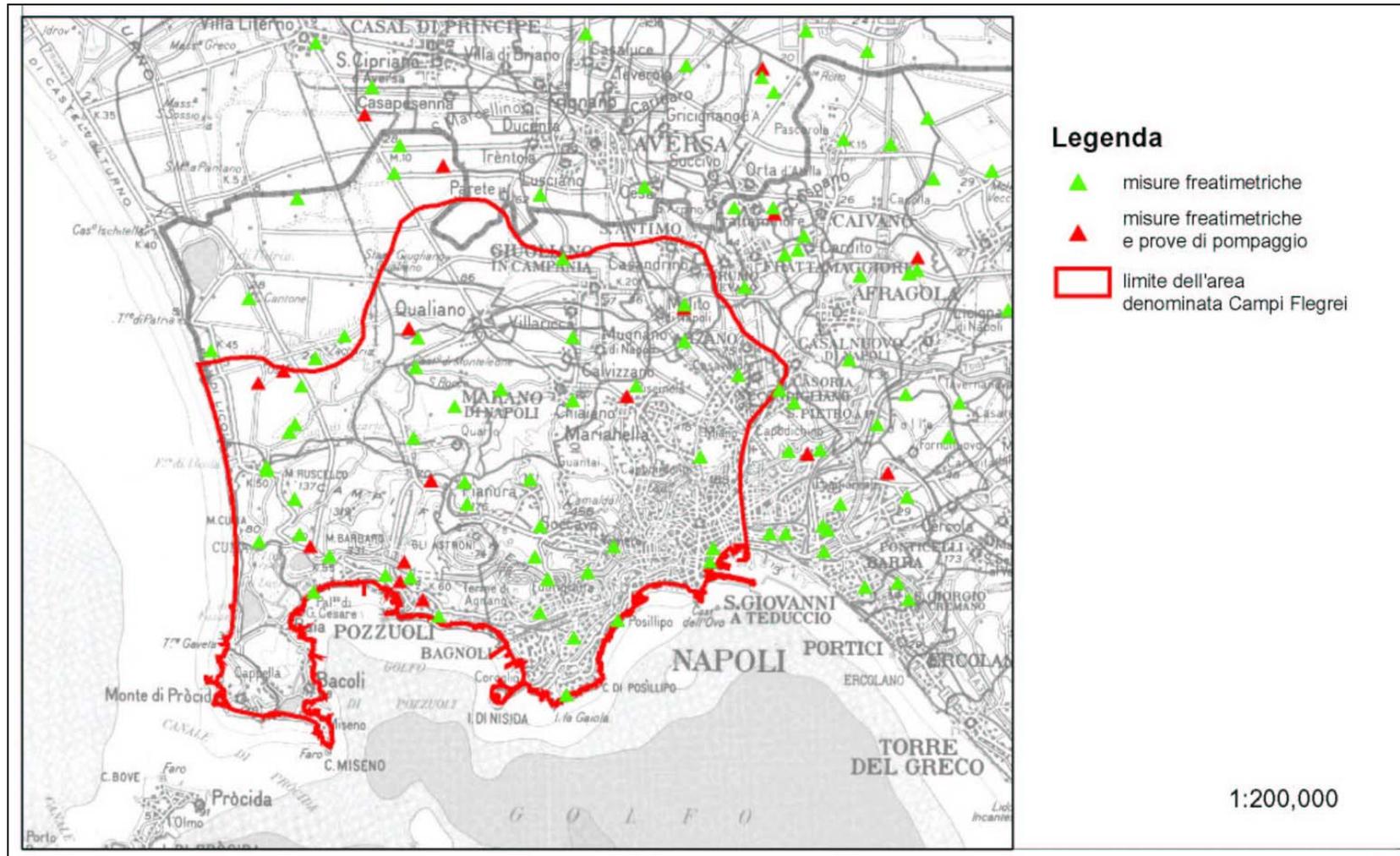


Fig. 2.5.1: Carta dell'ubicazione dei punti di misura per la costruzione della piezometria e per la determinazione di alcune delle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero.

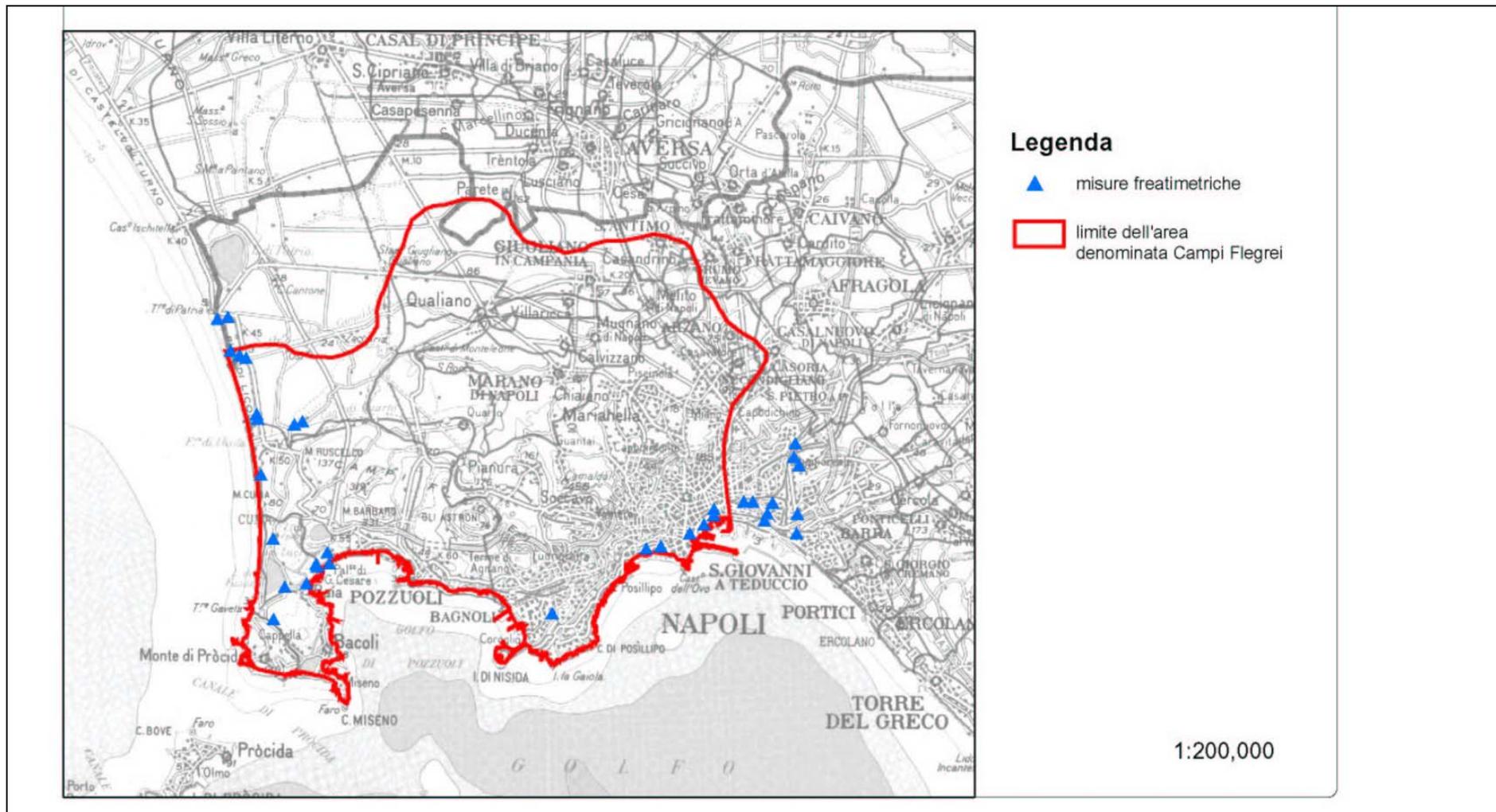


Fig. 2.5.2: Carta per l'ubicazione dei punti di misura per la costruzione della piezometria superficiale.

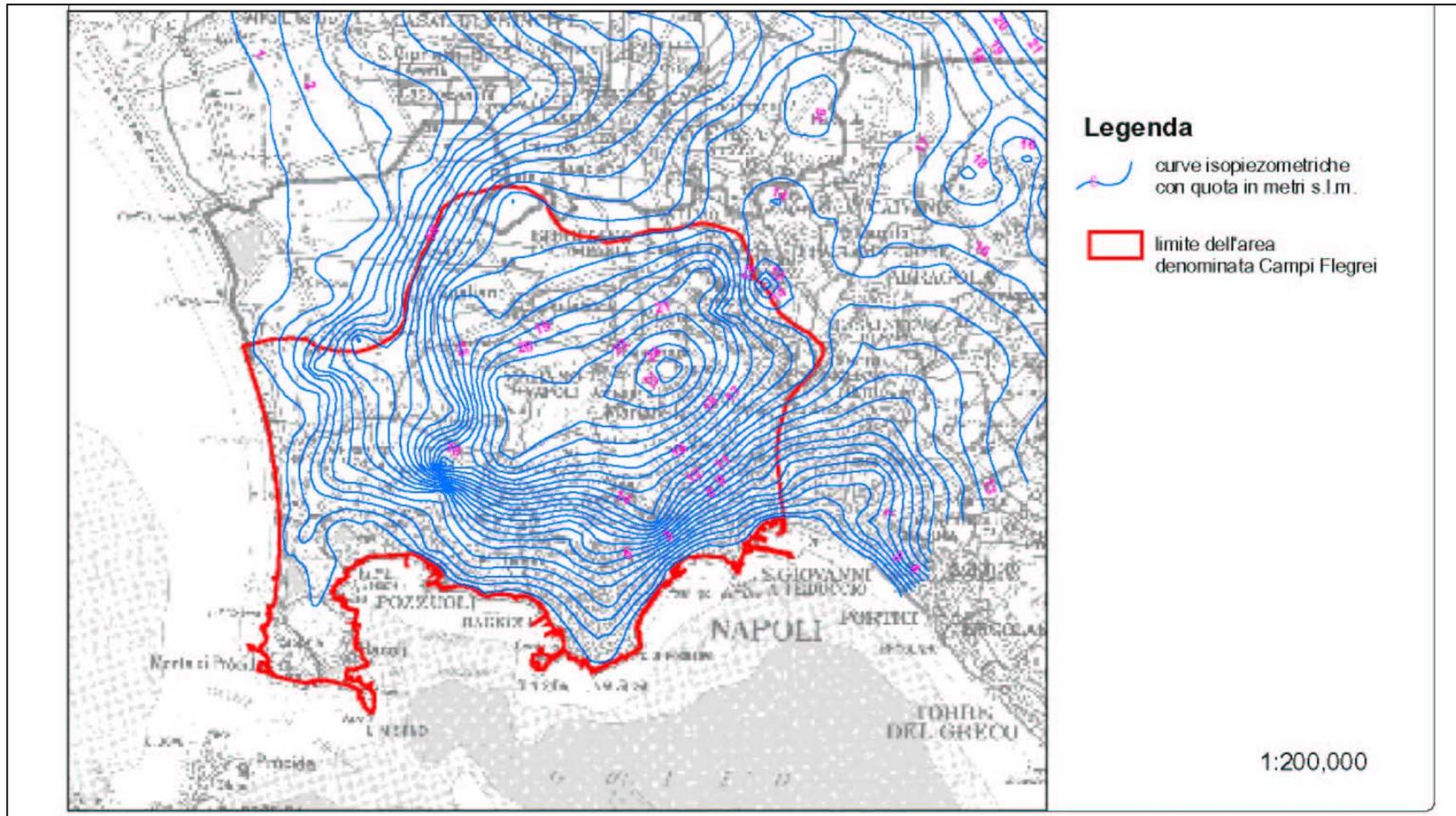


Fig. 2.5.3: Carta della piezometria profonda.

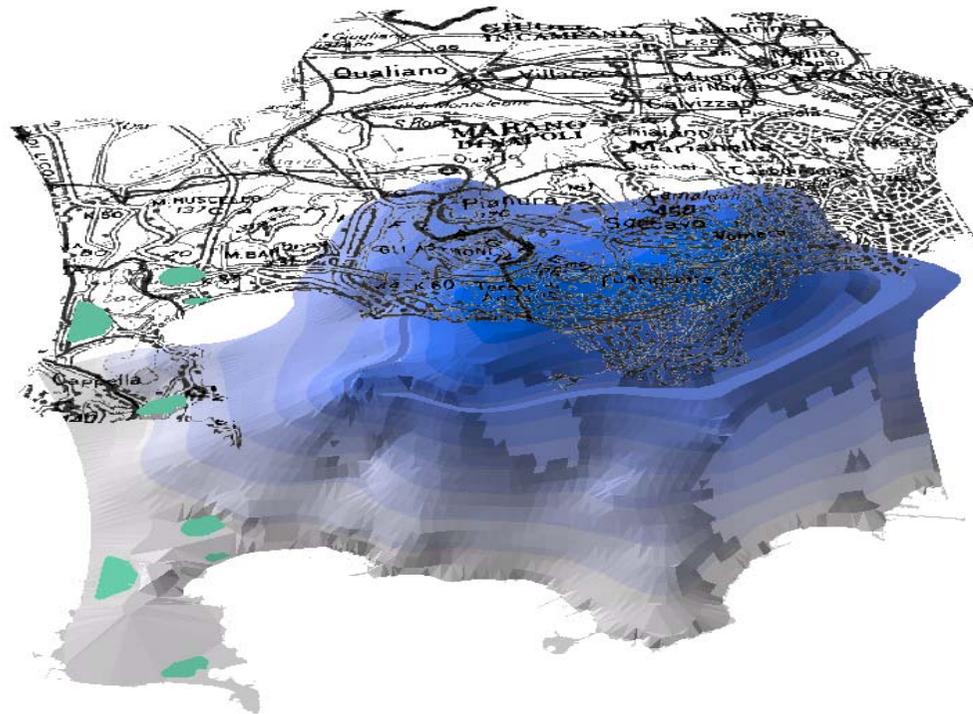
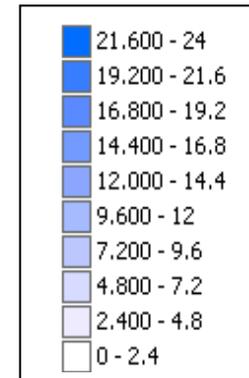


Fig. 2.5.4. Rappresentazione tridimensionale della piezometria rilevata.

*La rappresentazione grafica della piezometria ha subito un processo di ingrandimento visivo operando, con un fattore moltiplicativo 150, sui valori che contraddistinguono le quote di ciascuna isopiezometrica.



2.5.1 Composizione chimica delle fumarole

Durante il 2004 sono stati eseguiti 12 campionamenti della fumarola Bocca Grande (BG), 12 della fumarola Bocca Nuova (BN) presenti alla Solfatarata di Pozzuoli e 5 della fumarola presente a Pisciarelli di Agnano (i dati sono riportati in tabella 2.5.1.1.). In tutte le fumarole controllate non sono state osservate variazioni di rilievo nella loro composizione chimica.

La temperatura della fumarola Pisciarelli nel 2004 non ha mostrato variazioni significative ($T < 97^{\circ}\text{C}$) dopo l'aumento registrato nel periodo maggio-luglio 2002. Variazioni del comportamento delle fumarole (in termini di pressioni e portate) osservate in tempi recenti, come già detto in precedenza, possono essere imputabili a fenomeni di interazione con le falde molto superficiali arricchite in portata durante i periodi più piovosi. La stabilità della composizione chimica indicherebbe invece un relativo equilibrio geochimico del sistema geotermale rispetto alle condizioni di temperatura e pressione dei serbatoi.

Fum.	data	T°C	H ₂ O	CO ₂	H ₂ S	Ar	O ₂	N ₂	CH ₄	H ₂	He	CO
BG	16/01	163.0	815875	181752	1407	0.648	0.028	515	18.1	430	1.909	0.532
BG	06/02	162.3	817353	180375	1360	0.520	0.692	483	17.6	408	1.872	0.461
BG	23/03	163.0	812974	184659	1450	0.611	1.536	503	17.4	394	1.834	0.498
BG	28/04	158.6	811947	185770	1333	0.465	0.061	519	19.4	410	1.818	0.558
BG	31/05	161.8	813657	184004	1304	0.710	0.123	569	21.0	442	2.023	0.560
BG	18/06	161.6	826150	171531	1323	0.768	0.219	550	20.2	424	1.850	0.533
BG	30/07	162.6	817354	180566	1111	0.574	0.092	530	18.5	419	1.913	0.672
BG	30/07	162.6	814284	183438	1328	0.581	0.110	520	18.4	409	1.860	0.683
BG	17/09	163.3	826636	171089	1358	0.563	0.027	490	19.4	405	1.802	0.558
BG	21/10	163.2	817936	179787	1337	0.420	0.022	505	20.4	412	1.813	0.542
BG	25/11	162.9	811491	186217	1324	0.467	0.035	519	21.3	425	1.865	0.516
BG	23/12	161.9	815281	182380	1357	0.554	0.036	527	21.8	431	2.070	0.538
BN	16/01	145.0	832297	165969	863	0.527	0.057	467.45	13.95	387.3	1.75	0.546
BN	06/02	147.2	821754	176536	847	0.441	0.294	460.62	13.75	386.2	1.68	0.513
BN	23/03	148.0	825989	172085	999	0.473	1.535	511.09	15.12	396.9	1.79	0.515
BN	29/03	148.0	822252	175813	1004	0.453	0.070	512.83	15.79	400.6	1.76	0.545
BN	28/04	147.7	821848	176301	866	0.639	0.297	542.49	16.79	422.9	2.02	0.547
BN	31/05	147.6	816547	181384	1034	0.673	0.200	572.12	18.13	442.7	1.96	0.607
BN	18/06	147.4	821783	176165	1015	0.488	0.079	569.26	18.14	446.8	2.06	0.560
BN	30/07	147.7	816907	181118	982	1.007	0.250	557.16	16.49	416.8	1.86	0.691
BN	17/09	147.3	818829	179184	1016	1.080	0.044	527.84	16.74	424.1	1.91	0.627
BN	21/10	147.6	809844	188068	1050	1.022	0.052	563.95	18.39	452.9	1.96	0.657
BN	25/11	147.2	821018	176976	1013	0.990	0.052	538.66	17.82	433.2	1.85	0.554

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuencia, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



BN	23/12	147.1	829818	168386	982	0.421	0.039	426.42	14.80	370.2	1.67	0.542
Pisc.	06/02	94.3	847149	151530	632	0.456	0.101	428	13.0	246	1.61	0.028
Pisc.	29/03	96.0	852489	146375	467	0.885	0.084	427	12.7	226	1.47	0.061
Pisc.	31/05	95.5	851114	147520	619	0.711	0.098	472	14.0	258	1.62	0.110
Pisc.	18/06	96.6	844648	154024	647	0.577	0.287	433	12.8	232	1.60	0.090
Pisc.	21/10	96.2	849150	149657	522	0.376	0.020	419	13.2	238	1.47	0.145

Tabella 2.5.1 Dati della composizione chimica, in $\mu\text{mol/mol}$, delle fumarole BG (Bocca Grande), BN (Bocca Nuova) e Pisc. (Pisciarelli) monitorate nell'area Flegrea durante il 2004.

2.5.2 Regime di conduzione del calore

I profili di temperatura (gradienti) misurati nei pozzi profondi ai Campi Flegrei sono assimilabili a quelli generalmente rinvenuti nei sistemi ad acqua dominante, o sistemi misti (acqua-vapore), come d'altronde confermato dalle prove di produzione eseguite nei pozzi di Mofete (AGIP, 1987).

Come già visto, diversi modelli fisici pubblicati in tempi recenti evidenziano che gli stessi sollevamenti (bradisisma) registrati nei periodi 1970-72 e 1982-84 sarebbero imputabili alla circolazione di fluidi caldi (acqua+gas) all'interno di un volume di roccia con permeabilità variabile tra 10^{-15} e $5 \cdot 10^{-15}$ m² e portate di iniezione profonda pari a circa 1.15 kt/giorno (47 th⁻¹) (Troiano et al., 2011).

Nelle figure seguenti (figura 2.5.2.1.a,b,c,d) si riporta la localizzazione del corpo magmatico a circa 7,5-8,5 km di profondità cui sarebbe correlata, come visto, la fonte di calore primaria che determina l'elevato flusso di calore misurato ai Campi Flegrei.

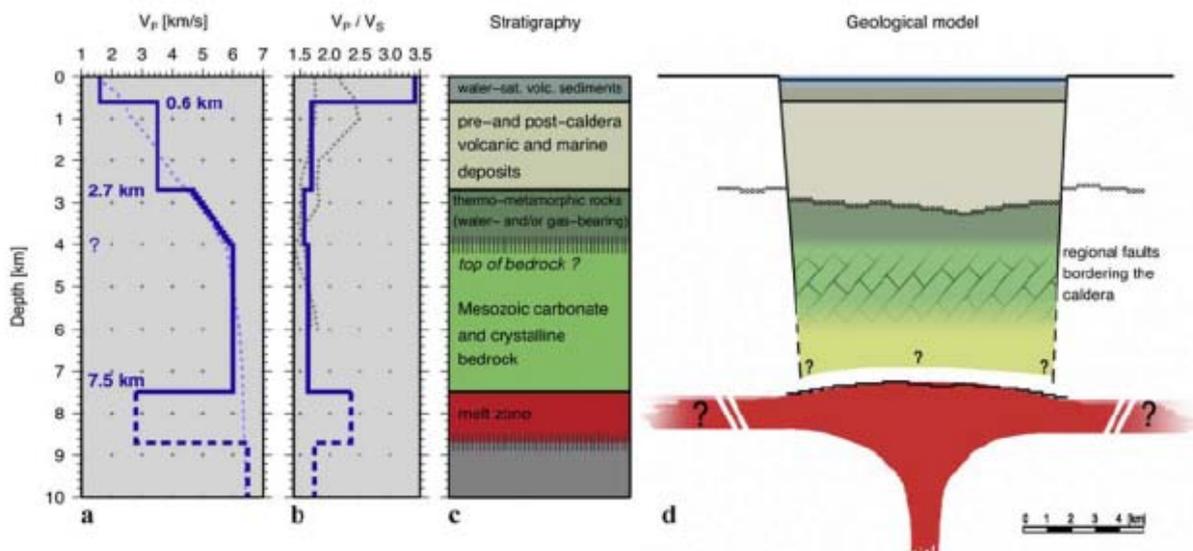


Fig. 2.5.2.1 (a,b) Velocità delle onde Vp e rapporto Vp/Vs; (c) stratigrafia presunta; (d) localizzazione del serbatoio magmatico ai Campi Flegrei (da Zollo et al., 2008).

Con questa assunzione, è possibile valutare il contenuto di calore per unità di area (Q) pari a (Turcotte and Schubert, 2002):

$$Q = \rho [c(T_m - T_0) + L] 2b$$

dove ρ è la densità media delle rocce, c il calore specifico del magma, T_m la temperature del magma, T_0 la temperature delle rocce circostanti al tempo t_0 , L è il calore latente di fusione, b lo spessore dell'intrusione (sill). In

condizioni di regime conduttivo, unidimensionale che si distribuisce in una regione infinita, la quantità di calore fornito si distribuirà secondo determinati gradienti, in funzione del tempo, secondo la seguente formula:

$$T_{(y,t)} = \frac{Q}{2\rho c\sqrt{\pi kt}} e^{-y^2/4kt}$$

dove k è la diffusività termica, t il tempo, y la distanza dal sill.

Per il calcolo di Q si è fissato $\rho = 2300 \text{ kgcm}^{-3}$, $c = 1\text{kJkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, $L = 350\text{kJkg}^{-1}$, $T_m = 1000 \text{ }^\circ\text{C}$ (1273 K) e $T_0 = 300^\circ\text{C}$ (573 K) in prossimità del sill nelle condizioni iniziali (intrusione magmatica) (Carlino et al., 2012 e riferimenti interni). Con Q uguale a $6 \cdot 10^{12} \text{ Jm}^{-2}$, fissato $k = 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, vengono calcolate le curve conduttive per diversi tempi di intrusione del sill e confrontate con i profili di temperatura misurati nei pozzi profondi a Mofete, S.Vito e Licola. Dal confronto (figura 2.5.2.1) risulta evidente che le curve conduttive, anche per tempi molto lunghi (150.000 anni), ricadono al di sotto dei profili di temperature misurati. Soltanto ipotizzando una sorgente magmatica più superficiale, con le stesse caratteristiche di quella localizzata tra 7.5km ed 8.5 km, i relativi gradienti di temperature dedotti si avvicinano a quelli misurati. Tuttavia non ci sono evidenze geofisiche della presenza di un volume di magma (superiore al km^3 , risoluzione minima della tomografia sismica eseguita ai Campi Flegrei) nella crosta molto superficiale. Si evidenzia, anche, che solo il gradiente misurato a Licola si avvicina a quelli calcolati analiticamente nel caso di conduzione pura. Ciò indicherebbe che la circolazione dei fluidi, internamente alla caldera, produce una risalita delle isoterme, per un processo di advezione, mentre tale processo sarebbe di minore entità esternamente alla caldera (pozzo Licola), dove i gradienti si avvicinano alle curve di temperature puramente conduttive (figura 2.5.2.2). Va infine ricordato che in base ad uno studio termodinamico precedentemente pubblicato da Wohletz et al. (1999) è stata ipotizzata la presenza di un serbatoio magmatico in raffreddamento, localizzato più in superficie, a circa 4km di profondità, e di volumi più ridotti rispetto a quello individuato dalle indagini tomografiche. Questo studio riguarda una simulazione numerica 2D, in regime conduttivo e convettivo, in cui vengono valutate tutte le possibili configurazioni magmatiche per ottenere il regime termico attualmente osservato ai Campi Flegrei. Una delle configurazioni più probabili è quella di una camera magmatica, parzialmente raffreddata, con un volume di 450km^3 ed una temperatura di circa 750°C , il cui top dovrebbe essere localizzato a circa 4 km di profondità. Questa ipotesi è però in contrasto con le indagini tomografiche, che non evidenziano la presenza di grandi corpi magmatici, se non a profondità di 7-8 km. Un'ipotesi alternativa potrebbe essere rappresentata dal fatto che il serbatoio magmatico più superficiale si trovi in forma di "mush", ovvero con una reologia tale da non consentirne l'individuazione attraverso il passaggio delle onde sismiche. La scelta del modello di camera magmatica non influenza le modellazioni successivamente riportate, che sono basate esclusivamente sui valori di gradienti di temperatura effettivamente misurati fino a 3km di profondità e di permeabilità. Il target dei pozzi è in ogni caso molto al di sopra della profondità di possibili accumuli di magma, anche superficiali.

Infine, viene riportato l'andamento presunto dei gradienti puramente conduttivi, estrapolati dalle misure di temperature nei pozzi profondi, e le profondità alle quali ci si aspetta la fusione delle rocce e quindi la presenza di un serbatoio magmatico (figura 2.5.2.2).

Per i gradienti di temperatura conduttivi ipotetici più elevati la fusione iniziale delle rocce dovrebbe avvenire a circa 5 km di profondità, anche se la presenza di acqua di natura magmatica può ulteriormente abbassare la temperatura di fusione. In tal caso potrebbero rinvenirsi livelli magmatici più superficiali. Va infine sottolineato che alcuni studi recenti sulla presenza di serbatoi magmatici in diverse aree del Pianeta, mostrerebbero che in realtà la storia termica dei magmi si caratterizza per la permanenza di condizioni termodinamiche che mantengono per lungo tempo i magmi stessi al disotto del punto di fusione. Ciò dimostrerebbe perché in molte aree di vulcanismo attivo, dove sarebbero attesi grandi volumi di roccia allo stato fuso, le indagini sismiche non rilevano contrasti di rigidità significative della presenza di magma.

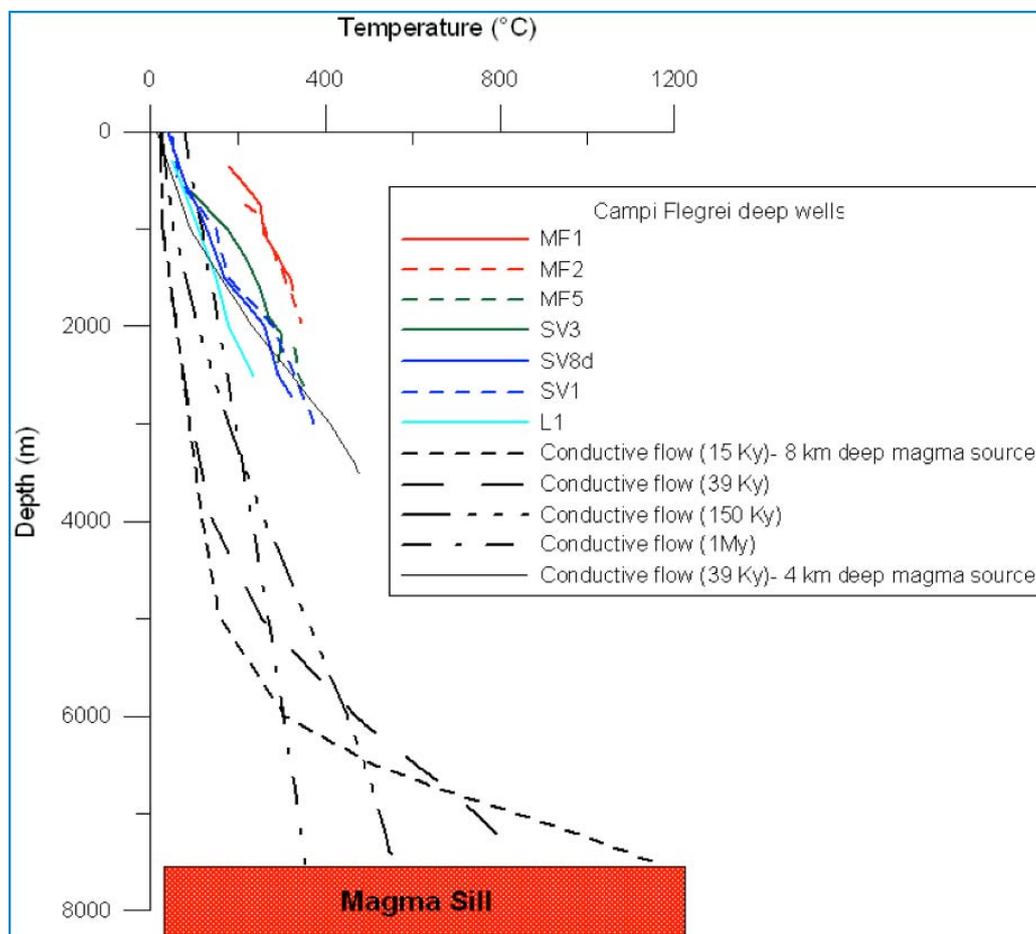


Fig. 2.5.2.2 Confronto fra gradienti misurati e analitici in regime conduttivo per diversi tempi di inizio di intrusione di un sill (vedi testo per i dettagli).

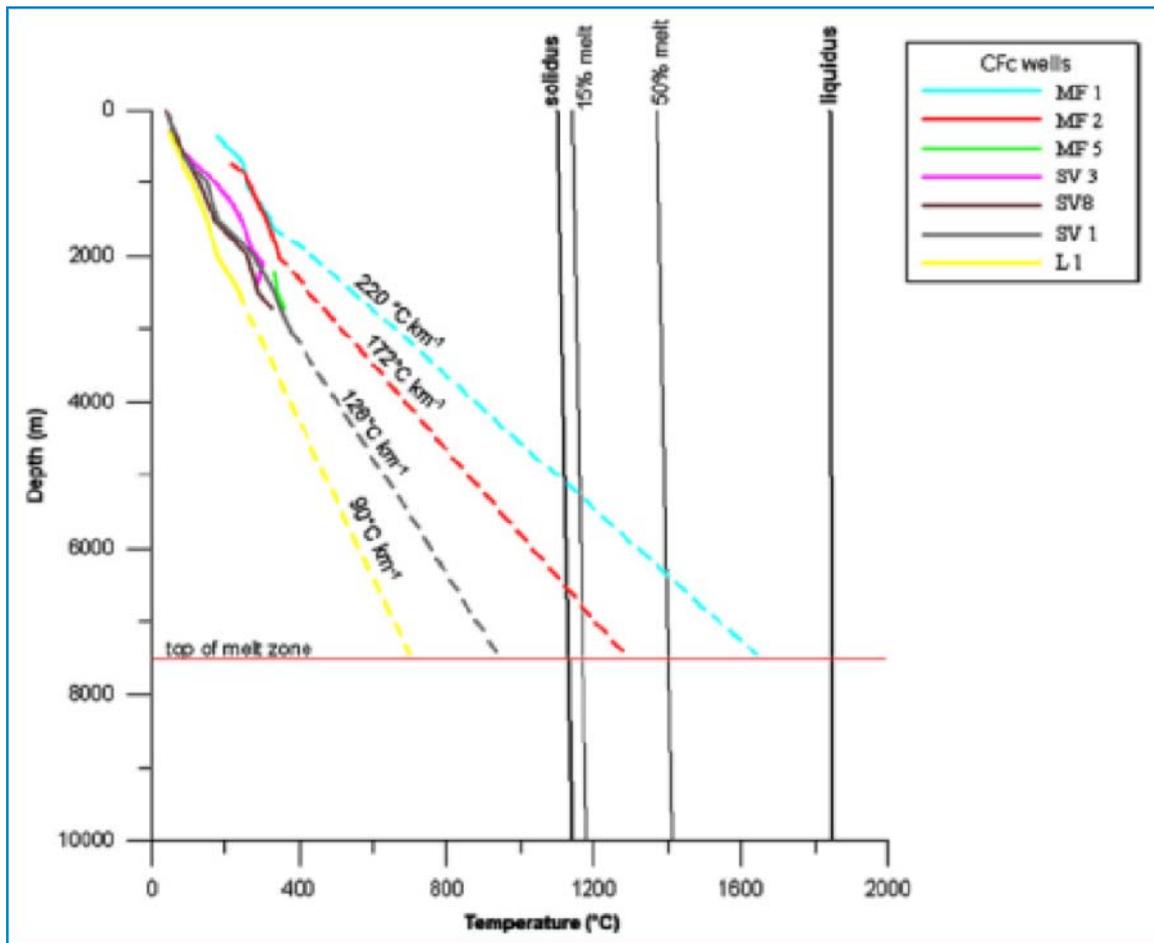


Fig. 2.5.2.3. Estrapolazione dei gradienti conduttivi medi misurati nei pozzi profondi ai Campi Flegrei (linee tratteggiate). E' riportata la profondità della zona di probabile fusione (melt zone), ovvero del serbatoio magmatico, e le curve solido e liquido, che indicano per quali gradienti medi si otterrebbe la fusione alla profondità presunta del serbatoio magmatico.

2.5.3 Bilancio idrogeologico e stime della potenzialità della falda idrica

Al fine di caratterizzare da un punto di vista idrogeologico l'area in esame, si è proceduto alla valutazione del bilancio idrogeologico e della relativa potenzialità della falda idrica. Il bilancio idrogeologico si basa sul confronto fra le aliquote di acqua meteorica che alimentano la falda idrica sotterranea e le uscite della stessa. In questo caso, essendo sconosciute le uscite della falda idrica sotterranea, è stata stimata solo l'aliqota che mediamente si infila e che quindi ricarica la falda stessa.

La stima di questa grandezza si basa sulla determinazione di altri parametri idrogeologici: la precipitazione meteorica (P), l'evapotraspirazione reale (Er) e il deflusso globale presunto (D), ovvero l'aliqota di precipitazione che sopravanza ai fenomeni di evapotraspirazione. Quest'ultima grandezza idrologica, in relazione ai caratteri di

permeabilità dei terreni, ma anche dei caratteri topografici e vegetazionali, si differenzia in aliquote completamente variabili di ruscellamento superficiale (R) e in infiltrazione efficace (Ie), che a sua volta determina il deflusso idrico sotterraneo. Semplicemente, in terreni più permeabili prevarrà l'infiltrazione efficace a discapito del ruscellamento superficiale e viceversa per i terreni scarsamente permeabili.

Le grandezze ideologiche citate sono legate tra loro dalla equazione del bilancio idrogeologico che deve essere verificata per un'unità idrogeologica a meno di scarti del $\pm 10\%$:

$$P = Er + D$$

dove: $D = R + Ie$

e quindi:

$$D = R + Ie = P - Er$$

Il deflusso globale presunto (D) viene ripartito in ruscellamento superficiale (R) e in infiltrazione efficace (Ie) in base ad un parametro idrogeologico determinato sperimentalmente mediante bilanci idrogeologici condotti su aree campioni, il coefficiente di infiltrazione potenziale (C.I.P.). Questo parametro esprime in termini percentuali l'attitudine dei differenti terreni ad essere sede di infiltrazione efficace; può essere ritenuto valido in valutazioni medie-annue. Il C.I.P. viene espresso mediante la seguente formula:

$$C.I.P. = Ie / D$$

quindi:

$$Ie = C.I.P. * D$$

$$R = (1 - C.I.P.) * D$$

da cui

$$D = R + Ie = [(1 - C.I.P.) * (P - Er)] + [C.I.P. * (P - Er)]$$

Le perdite verso l'atmosfera per evapotraspirazione sono state calcolate a partire dai valori di precipitazione e di temperatura mediante la formula di Turc, di cui è stata dimostrata la validità nelle aree mediterranee:

$$Er_{(mm/a)} = \frac{P}{\sqrt{0.9 + (P/L)^2}}$$

dove L rappresenta il potere evaporante dell'atmosfera:

$$L = 300 + 25 * Tp + 0,05 * Tp^3,$$

T_p è la temperatura corretta

$$T_p = \frac{\sum_{i=1}^{12} T_i * P_i}{\sum_{i=1}^{12} P_i}$$

con

T_i = temperatura media del mese *i*-esimo

P_i = precipitazione del mese *i*-esimo.

La temperatura corretta può essere calcolata, in maniera ottimale, se si dispone per ogni stazione dei valori mensili sia di temperatura che di precipitazione, oppure estrapolandola dalla legge di variazione lineare che la lega all'altitudine. La temperatura e la precipitazione sono stati ricavati dai valori registrati dalla stazione termopluviometrica di Pozzuoli (Lat. 40,866320 N, Long. 14,065960 E; quota: 15 m s.l.m.) la più vicina alla zona in esame. Per questa stazione sono stati utilizzati i dati del periodo 1999-2012, con un modulo pluviometrico medio annuo di 722 mm., una temperatura media annua di 15,70 °C ed una temperatura corretta di 12,76 °C. In base a questi dati è stata calcolata una lama media di acqua di evapotraspirazione (Er) pari a 382,00 mm, quindi una lama media d'acqua di deflusso globale (D) pari a 476 mm.

Considerando che l'area del bacino idrogeologico di alimentazione è pari a circa 31 Km² (Celico et al., 1991; Vallario, 2001) (figura 2.5.3.1) e fissando il coefficiente di infiltrazione potenziale (C.I.P.) pari al 60%, valore ammissibile per i terreni piroclastici (Celico, 1988), possiamo ricavare un'infiltrazione efficace media annua di circa 6*10⁶ m³/anno, pari ad un deflusso potenziale della falda idrica di circa 191 l/s. Bisogna infine considerare che la ricarica media annua non è realmente rappresentativa della dinamica della falda idrica sotterranea, che invece può essere caratterizzata da deflussi sotterranei molto variabili nel tempo: elevati durante la stagione invernale e primaverile, quando si verifica la ricarica attiva, e bassi o molto bassi nella stagione invernale e primaverile, quando la falda tende all'esaurimento.

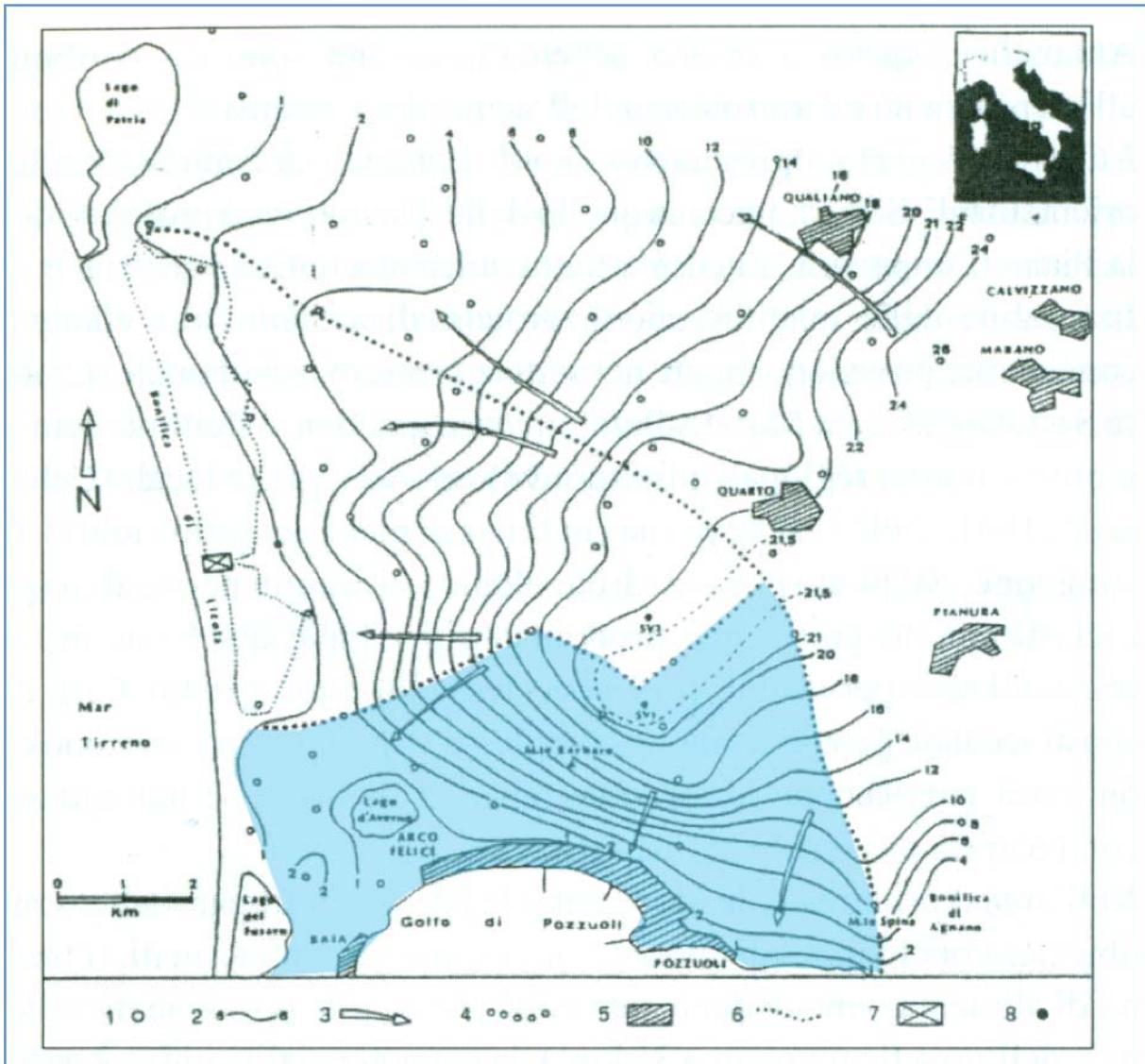


Fig. 2.5.3.1. Carta delle curve isopiezometriche ai Campi Flegrei. Sono indicate le ubicazioni dei pozzi superficiali e profondi 1 e 8, le direttrici di flusso 3, gli spartiacque sotterranei 4, le aree urbanizzate 5, i limiti della bonifica di Licola 6 e l'idrovora di Licola 7.

2.6 Geotermia

Le aree di maggiore interesse geotermico possono essere individuate sia per la presenza di vigorosi sistemi idrotermali in superficie, sia grazie ai dati provenienti dalle perforazioni AGIP-ENEL dell'area calderica (AGIP, 1987). Le aree della Solfatara, di Agnano, di Mofete e di S. Vito, da questo punto di vista, rappresentano quelle con le maggiori potenzialità ai fini dello sfruttamento della risorsa geotermale (figura 2.6.1).

Il cratere della Solfatara, localizzato in prossimità del centro di Pozzuoli, presenta una marcata forma subrettangolare, dovuto al controllo esercitato dalla presenza di faglie in direzione nordovest-sudest e nordest-sudovest (Orsi et al., 1998) e si è formato durante gli ultimi 5.000 anni di attività dei Campi Flegrei.

Tutto il cratere è interessato da intensa attività idrotermale, la più evidente dell' area flegrea, insieme a quella limitrofa di Pisciarelli. Le manifestazioni comprendono sia eventi puntuali, come la Bocca Grande, che possono raggiungere temperature fino a 160 °C, sia evidenze con una maggiore diffusione areale, con esalazione diffusa di vapore acqueo. La composizione dei fluidi è costituita essenzialmente da H₂O, CO₂, H₂S e in minor quantità da N₂, H₂, CH₄ e CO. Le composizioni isotopiche (δ H, δ 13C ed 3He/4He) di H₂O, CO₂ ed He indicano la presenza di gas provenienti dalla camera magmatica nel sistema che alimenta le fumarole (Chiodini et al., 1997) e che condensano in un sistema acquifero più superficiale. L'emissione di CO₂ per quest'area è stata valutata dell'ordine di almeno 1500 td⁻¹, mentre il flusso di calore è pari a circa 140mWm⁻².

All'interno del cratere della Solfatara non esistono pozzi sufficientemente profondi da ottenere una valutazione attendibile del gradiente di temperatura, che verosimilmente è superiore ai 140°Ckm⁻¹.

La zona di Agnano, localizzata circa 2 km a NE di Pozzuoli, rappresenta una depressione vulcanica, circondata in tutto il settore est dal residuo bordo craterico formatosi a seguito dell'eruzione di Agnano-Mt. Spina, avvenuta circa 4,000 anni fa. L'area di Agnano, famosa per le manifestazioni termali e per la presenza delle omonime terme, presenta con ogni probabilità lo stesso sistema idrotermale che caratterizza la Solfatara, con temperature elevate, anche in superficie, esteso in profondità per almeno 1800 metri. In questa zona il flusso di calore è pari a circa 120 mWm⁻², mentre il gradiente di temperatura è pari a circa 170°Ckm⁻¹. Valutazioni sulle interferenze tra estrazione e reiniezione dei fluidi in pozzo, per la produzione di energia elettrica, e sistemi acquiferi molto superficiali, vengono riportate più in avanti, e mostrano una scarsa interazione tra essi (v. cap.4).

Le aree di S. Vito e Mofete, rispettivamente ad ovest e a nord nella caldera flegrea, sono note nell'ambito della ricerca geotermica poiché qui si localizzano le perforazioni più profonde effettuate per scopi geotermici ai Campi Flegrei. Le prove di produzione e le misure di temperatura eseguite nei pozzi consentono di definire queste due aree come ad elevato flusso di calore con valori di oltre 200 mWm⁻². I gradienti di temperatura sono variabili tra 150°C e 200°Ckm⁻¹. A Mofete si identificano tre acquiferi sovrapposti, di cui almeno uno produttivo ai fini dello

sfruttamento geotermico nel campo della media entalpia. A S. Vito, per contro, non si identificano acquiferi ben sviluppati, probabilmente a causa della maggiore distanza dalla costa.



Fig. 2.6.1. Aree di maggiore interesse geotermico nell'area dei Campi Flegrei.

In generale la circolazione della falda all'interno della caldera sembra seguire un pattern radiale, con linee di deflusso dirette dal centro verso l'esterno. Gran parte dell'acqua di falda circolante nell'area flegrea recapita in mare. Le isolinee di carico idraulico mostrano un movimento dell'acqua dal settore nord verso la costa, riflettendo anche la topografia dell'area. La falda più profonda scorre dalle zone di ricarica (i contrafforti carbonatici che bordano la Piana Campana) verso la costa, perpendicolarmente alle linee di uguale carico idraulico.

Successivi studi eseguiti su pozzi nell'area flegrea, a diverse profondità, mostrano un decremento del gradiente geotermico man mano che dal centro della caldera ci si sposta verso nord, con valori più bassi nella zona di Quarto. In generale, le aree in cui si rileva il più elevato gradiente geotermico sono quelle di Mofete (180°C/Km) ad est di Baia, S. Vito (150°C/km), Monte Nuovo (140°C/Km) e quella di Solfatara e di Agnano (140°C/Km).

2.6.1 Modello geochimico del sistema Solfatara – Agnano

Il modello più recente del sistema idrotermale Solfatara-Agnano è stato elaborato nel corso del 2004-2005, attraverso la re-interpretazione di tutti i dati geochimici relativi alle fumarole della Solfatara e l'aggiornamento del modello concettuale di riferimento necessario all'interpretazione dei dati di monitoraggio.

Il precedente modello geochimico del sistema idrotermale proposto da Cioni et al. (1984) e ridefinito da Chiodini and Marini (1998) e Chiodini et al. (2001,2003) prevedeva:

- una sorgente di calore costituita da una camera magmatica che fornisce fluidi e calore all'acquifero/i superficiale/i, che dissipano l'energia attraverso un processo di advezione
- uno o più acquiferi da cui i fluidi si separano alle condizioni di massima entalpia del vapore saturo (236°C, 31 bar)
- una zona a vapore surriscaldato, situata sopra gli acquiferi ad una temperatura che è variata da 200 a 240°C negli ultimi 20 anni e pressione totale da 4 a 40 bar (stimate dall'equilibrio del sistema $\text{CO}_2\text{-CO-CH}_4\text{-H}_2\text{O-H}_2$). Oscillazioni di questa portata potrebbero essere imputabili alla dinamica della caldera flegrea, soggetta a periodiche variazioni del livello del suolo, nel corso delle quali i fluidi più caldi subiscono una migrazione verso livelli più superficie. Tale processo si evidenzia in superficie, con variazioni di temperatura, portata e/o composizione chimica dei fluidi, lungo i principali allineamenti di fratture che canalizzano questi in superficie.

La compatibilità fisica di questo modello è stata recentemente testata attraverso simulazioni numeriche del sistema idrotermale (Todesco et al. 2003; Chiodini et al., 2003) utilizzando un appropriato codice di calcolo bifase (gas-liquido) e bicomponente ($\text{H}_2\text{O-CO}_2$) (TOUGH2). Sono stati simulati gli effetti dell'iniezione alla base di un dominio di calcolo cilindrico, ad una temperatura di 350°C, di 1500 t/g di CO_2 e 3000 t/g di H_2O , valori stimati sulla base delle misure di flusso diffuso di CO_2 dal suolo (Chiodini et al., 2001) e sulla composizione dei gas fumarolici precedente la crisi bradisismica del 1982-84. I risultati di questa simulazione, in condizioni stazionarie (ovvero dopo 2000 anni di iniezione) hanno evidenziato la presenza di un plume di fluidi caldi che si estende dalla base del dominio alla superficie (figura 2.6.1.1). Nel tratto centrale della colonna di fluidi sono presenti due zone a gas dominante, una appena sopra la zona di iniezione dei fluidi (1400-1500 m) ad una temperatura di circa 350°C e una più superficiale (200-400 m) a temperatura di 200-240°C. In questa zona centrale i fluidi praticamente risalgono verso la superficie come una singola fase gas.

La zona più superficiale a gas dominante, che nella simulazione si forma ad una temperatura compresa tra 200 e 240°C, ben riproduce le condizioni per la zona a 'vapore surriscaldato' ipotizzate sulla base delle condizioni di

equilibrio del sistema $\text{CO}_2\text{-CO-CH}_4\text{-H}_2\text{O-H}_2$ nei precedenti modelli concettuali. Tuttavia, la simulazione fisica prevede una colonna centrale del sistema caratterizzata da flussi di materia soltanto nella fase vapore mentre flussi di liquido caratterizzano soltanto le zone più esterne del sistema. Questo quadro, che in parte contrasta con il classico modello concettuale della Solfatara che riferiva i fluidi fumarolici al processo d'ebollizione di uno (o più) acquiferi, ha suggerito la re-interpretazione di tutti i dati composizionali delle fumarole della Solfatara.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



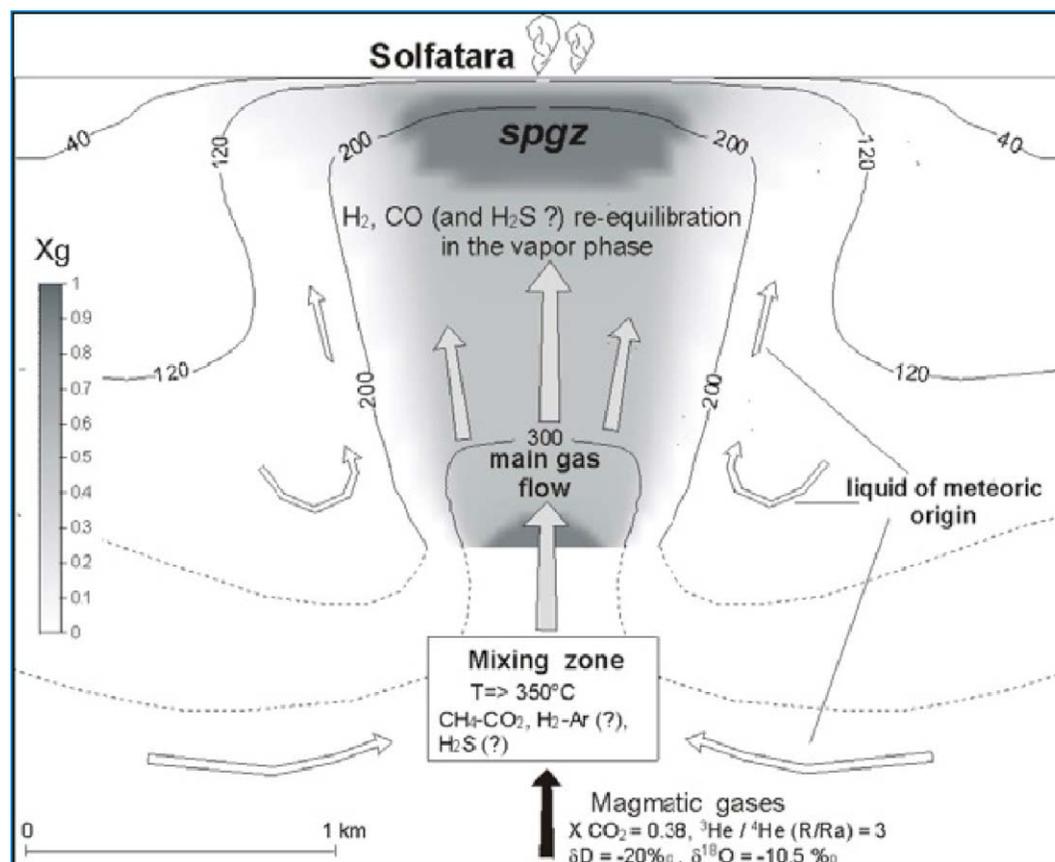


Fig. 2.6.1.1 Modello concettuale geochimico della Solfatara, con l'indicazione della zona di mixing profondo e la zona di possibile riequilibrio di H₂, CO and H₂S in fase gas. Sono anche riportate la frazione gas/liquido e l'andamento delle isoterme con la profondità restituite dalla simulazione fisico-numerica.

Il contenuto nelle specie reattive H₂S, H₂, CO, CH₄ è controllato da reazioni fra i gas e le rocce a condizioni redox tipiche dell'ambiente idrotermale. In particolare, le specie cineticamente più attive come H₂ e CO re-equilibrano in fase vapore, a temperature di 200-230°C, cioè alle condizioni simulate dal modello fisico per la parte più superficiale del sistema (200-240°C a 200-400 m di profondità). Consistentemente con questa assunzione, i geoindicatori basati sul CH₄, una delle specie idrotermali più lente a raggiungere valori d'equilibrio, fornisce temperature $\geq 350^\circ\text{C}$, che sono vicine al punto critico dell'acqua e che dovrebbero caratterizzare la porzione più profonda del sistema. Temperature ugualmente elevate sono anche date dal geotermometro Ar/H₂.

Al di sotto della zona simulata dall'approccio fisico-numerico, il nuovo modello concettuale prevede il mixing, circa equimolare, fra una sorgente di fluidi tipicamente magmatica ($\delta\text{D} \sim -20\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \sim 10\text{‰}$) e acque calde d'origine meteorica. Il mixing produrrebbe la parziale vaporizzazione della componente meteorica e la formazione del plume gassoso.

La composizione isotopica della H₂O magmatica è una tipica composizione 'andesitica' simile a quella che caratterizza altri vulcani dell'area mediterranea. La frazione molare di CO₂ della componente magmatica originale è stata stimata essere ~ 0.4 . Il processo di mixing è reso possibile dall'input 'pulsante' della componente magmatica alla base del sistema, che permette anche di spiegare le variazioni del rapporto CO₂/H₂O (che hanno accompagnato le varie crisi bradisismiche dei Campi Flegrei) in termini di differenti aliquote delle componenti della miscela.

In definitiva viene sostanziata la conclusione che la diminuzione del rapporto CO₂/H₂O delle fumarole non è premonitrice di una futura crisi bradisismica ma costituisce la coda del picco associato alla precedente crisi.

3. Caratterizzazione e potenziale energetico della risorsa geotermica nell'area di progetto

3.1 Dati e attività conoscitive

La base conoscitiva utilizzata per il progetto "Scarfoglio" poggia sui seguenti elementi:

1. Esiti delle perforazioni effettuate nell'area dei Campi Flegrei a partire dal 1940;
2. Indagini magnetotelluriche (CSAMT) effettuate specificamente nell'area di Agnano.

Di seguito viene fornita una descrizione dettagliata di questi elementi.

3.1.1 Perforazioni eseguite nell'area dei Campi Flegrei

Le numerose manifestazioni idrotermali che si osservano ai Campi Flegrei e nel Golfo di Pozzuoli sono l'espressione in superficie di un esteso sistema geotermale profondo, conosciuto da tempo grazie anche alle perforazioni eseguite a partire dal 1940 (anche fino a profondità di circa 3.000 m dal p.c.), dalle società SAFEN, AGIP ed ENEL (figura 3.1.1.1). Particolare interesse per il progetto Scarfoglio riveste, tra questi, il pozzo CF23, ubicato ad alcune centinaia di metri dai siti di progetto. Da ricordare, poi, anche il pozzo ubicato presso l'hotel Tennis Pisciarelli che, pur non rientrando tra quelli sopra citati (e di soli 100 m di profondità), ha consentito, come visto, di ottenere informazioni interessanti in merito alla composizione delle acque di falda nelle aree immediatamente adiacenti a quelle di progetto.



Fig. 3.1.1.1 Pozzi perforati nell'area dei Campi flegrei dal 1940 al 1985 (SAFEN-AGIP_ENEL) (da Carlino et al., 2012).

Pozzi	Profondità massima verticale (km)	Distanza dal sito Scarfoglio (km)	Gradiente Geotermico (°C/km)
MF-1	1,6	6,6	418,2
MF-2	2,0	6,9	163,2
MF-3d	1,7	6,9	207,7
MF-5	2,7	7,3	139,1
MF-7d	1,5	6,6	248,0
MF-8d	0,8	6,9	270,0
MF-9d	1,6	6,2	154,2
AV-1d	2,2	6,2	127,4
SV-1	3,0	3,3	124,8
CF-23	1,4	0,5	162,8
Cigliano 1d	2,4	2,0	140,7
SV-3	2,4	4,6	127,1
SV-8d	2,5	4,7	131,5
CMV-1	0,7	5,1	115,4
Hotel Tennis	0,1	0,1	*700
Volvo	0,2	0,1	633*

*I Valori di gradiente per i due pozzi sono chiaramente anomali in quanto risentono delle risalite di fluido caldo dal sottosuolo.

Tabella 3.1.1.1. a Pozzi considerati ricadenti nell'area di studio.

Le emissioni di vapori ad alta temperatura (fumarole) si distribuiscono in superficie lungo i principali lineamenti tettonici dell'area, ed in prossimità di centri eruttivi. La temperatura delle fumarole in superficie è piuttosto variabile con i massimi nella zona della Solfatara di Pozzuoli e alla Bocca Grande (circa 160 °C). Con riferimento ai fluidi erogati in superficie ai Campi Flegrei ritroviamo per lo più sistemi misti "ad acqua + vapore", generalmente ad acqua dominante, costituiti da miscele di acqua, vapore e CO₂, con altri elementi gassosi in quantità minore.

Le perforazioni menzionate hanno consentito di definire la zonazione mineralogica in funzione della profondità e l'andamento delle temperature fino a 3000 metri sotto il p.c.

I dati di temperatura sono disponibili per i pozzi di Licola, Mofete, S.Vito ed Agnano, fino a profondità massime di circa 3000 metri dal p.c. Le isoterme appaiono significativamente più approfondite presso S.Vito nei primi 1000 metri (figure 3.1.1.2 a-b). Nei pozzi SV3 ed SV1 (S. Vito), a 1000 metri, si registrano temperature di poco superiori ai 150°C, mentre nei pozzi di Mofete (MF1 e MF2) le temperature superano i 200°C a circa 500 di profondità. Le isoterme diminuiscono rapidamente verso Licola (in direzione ovest) e verso nord. Nel pozzo SV1

a profondità maggiori si registrano temperature molto più elevate, da 335°C a 2.500 metri di profondità fino a 420°C a 3.040 metri.

In generale l'andamento delle temperature risulta piuttosto variabile da pozzo a pozzo nei primi 2000 metri, con gradienti di temperatura diversi, mentre oltre i 2000 metri i gradienti di temperatura sembrano divenire più uniformi. Ciò è imputabile al diverso sistema di circolazione dei fluidi più superficiali, ed alle variazioni locali dei valori di permeabilità, con fenomeni di advezione che producono un regime variabile nel trasporto del calore, anche in funzione delle portate dei fluidi e delle pressioni (Carlino et al., 2012).

Le prime perforazioni ad Agnano risalgono agli anni '40 (pozzi A1, A3, A6), ma furono raggiunte profondità inferiori a 100 metri, interrotte a seguito degli eventi bellici nel corso della Seconda Guerra Mondiale. Tra il 1953 ed il 1954 una nuova perforazione (pozzo CF23) fu eseguita ad Agnano, nel settore ovest dell'omonimo cratere, con una profondità massima di 1840 m e temperature rilevate a fondo pozzo di circa 300°C. Anche il flusso di calore calcolato per l'area centrale del cratere di Agnano è piuttosto elevato, con valori di circa 120 mWm⁻², tra i più alti rilevati nell'area dei Campi Flegrei.

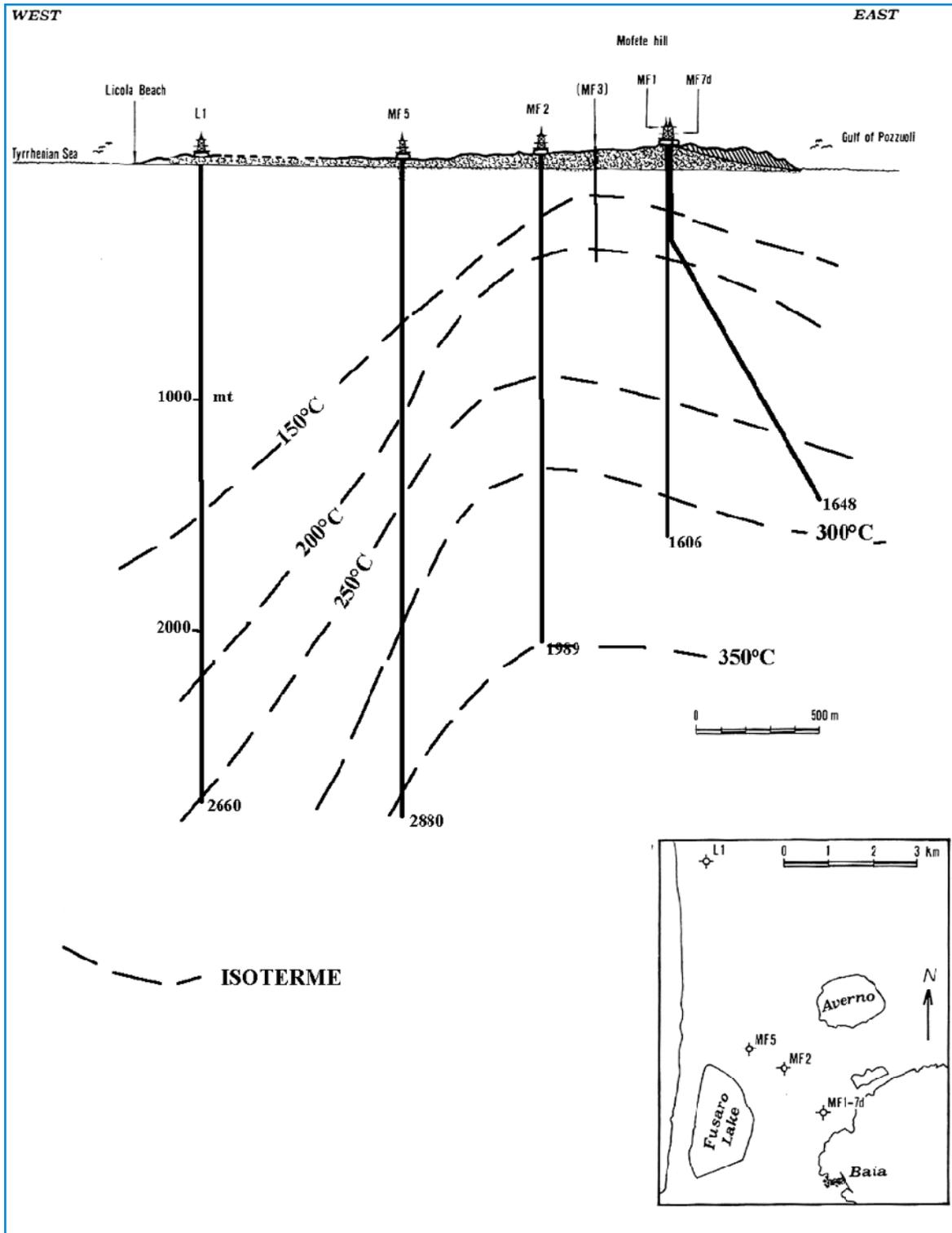


Fig. 3.1.1.2 a. Isotherme misurate nei pozzi dell'area di Mofete (AGIP, 1987).

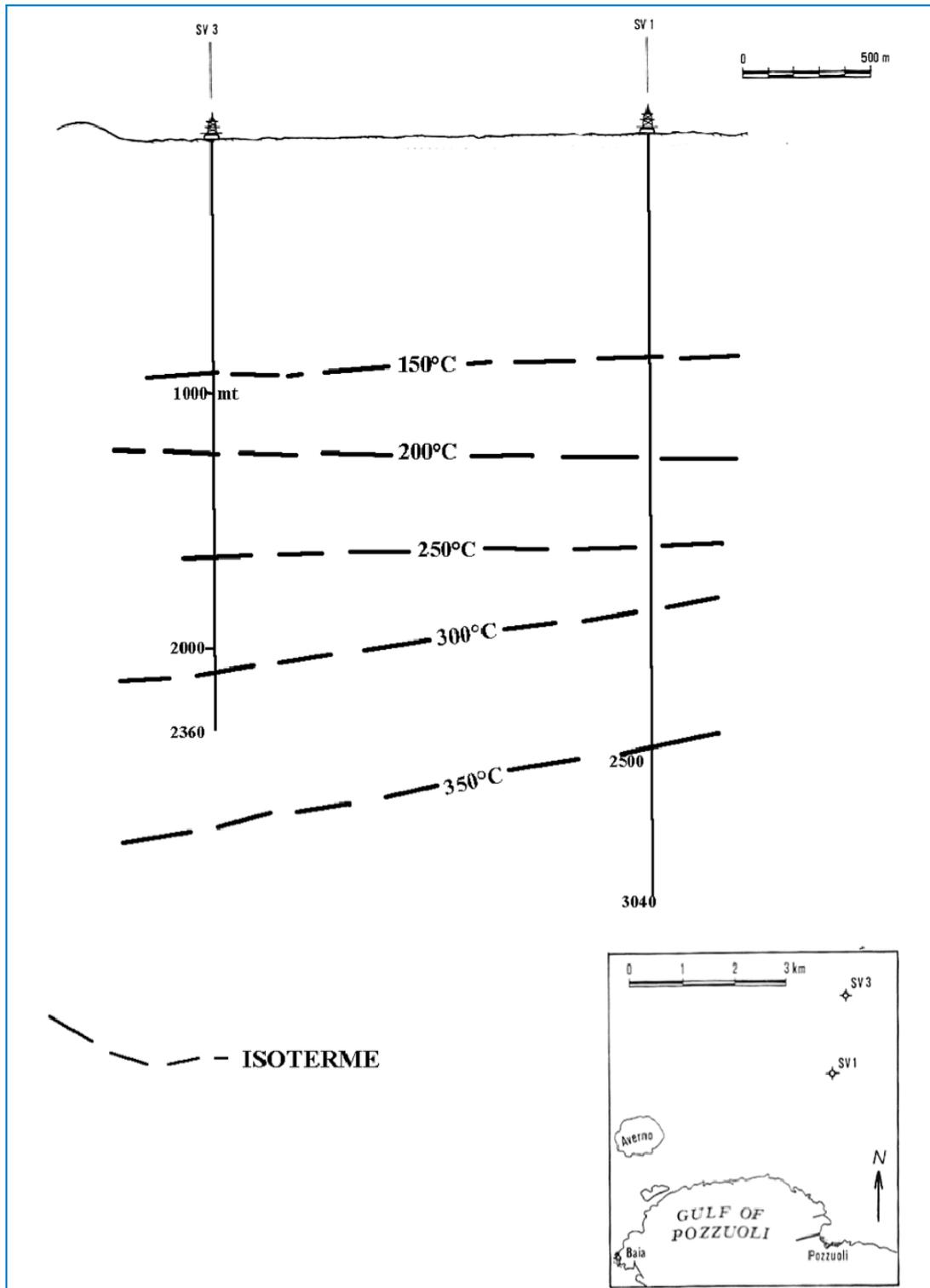


Fig. 3.1.1.2 b. Isotherme misurate nei pozzi dell'area di S. Vito (AGIP, 1987).

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnana, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com

Per quanto riguarda gli acquiferi, sono stati riconosciuti orizzonti permeabili a diversa profondità, caratterizzati dalla presenza di fluidi idrotermali. In particolare, nell'area di Mofete un primo importante acquifero è individuato alla base del tufo giallo napoletano ad una profondità compresa tra 500 e 1000 metri dal p.c. con temperature superiori ai 100°C. La permeabilità del TGN è determinata dalla fratturazione, mentre alla base dell'acquifero si rinviene un livello di tufiti argillificate impermeabili. Un secondo acquifero è stato rinvenuto nella zona dei silicati di calcio ed alluminio a profondità comprese tra 1.800 e 2000 metri dal p.c. ad una temperatura media di circa 300°C, e infine un terzo acquifero è stato individuato tra 2500 e 2700 metri di profondità.

Per la zona di Mofete, dove nel corso delle perforazioni AGIP-ENEL iniziate negli anni 50' furono eseguite 7 perforazioni profonde (MF1, 2, 3d, 5, 7d, 8d, 9d), fino ad un massimo di 2700 al di sotto del p.c., alla fine del 1985 veniva definito il seguente quadro relativo alla produttività dei pozzi (AGIP, 1987):

- n° 4 pozzi produttivi (1, 2, 7d, 8d);
- n° 2 pozzi di reiniezione (3d, 9d);
- n° 1 pozzo improduttivo (5).

I primi due livelli di acquiferi (500-1000 m e 1800-2500 m) furono considerati produttivi ai fini della generazione di energia elettrica, mostrando intervalli di temperatura tra 250°C e 300°C. Le prove di produzione eseguite sui pozzi menzionati hanno mostrato che i livelli produttivi sono caratterizzati da una mistura acqua-vapore, con percentuale dominante in acqua, come d'altronde mostrerebbero anche i profili di temperatura-profondità, tipici di sistemi ad acqua dominante (figura 3.1.1.3).

La mistura acqua-vapore alla bocca dei pozzi produttivi aveva le seguenti caratteristiche: temperatura compresa tra 180°C e 230°C, TDS 20-70g^l⁻¹, 2% in peso di gas non condensabili. La portata dell'acquifero più superficiale era di 200th⁻¹ con pressioni massime di 0.8 MPa (8bar). L'acquifero intermedio era caratterizzato da una portata minore, 70th⁻¹, ma un contenuto maggiore in peso di vapore (40%), per cui dai dati rilevati risulta che il fluido geotermale ha un valore di entropia pari a 1100kJkg⁻¹ per l'acquifero superficiale e 1600 kJkg⁻¹, per quello intermedio. Le caratteristiche geotermiche dei pozzi furono stabilite con prove di breve (2-3 giorni) e lungo (3-4 mesi) termine. Al termine delle investigazioni fu valutato un potenziale per la produzione elettrica, nell'area di Mofete, pari ad almeno 10 MW. Premesso che su questo tema si torna estesamente più avanti, va ovviamente considerato che l'aumentata efficienza dei moderni impianti geotermici e delle tecniche di esternazione dei fluidi rende tale valutazione alquanto pessimistica.

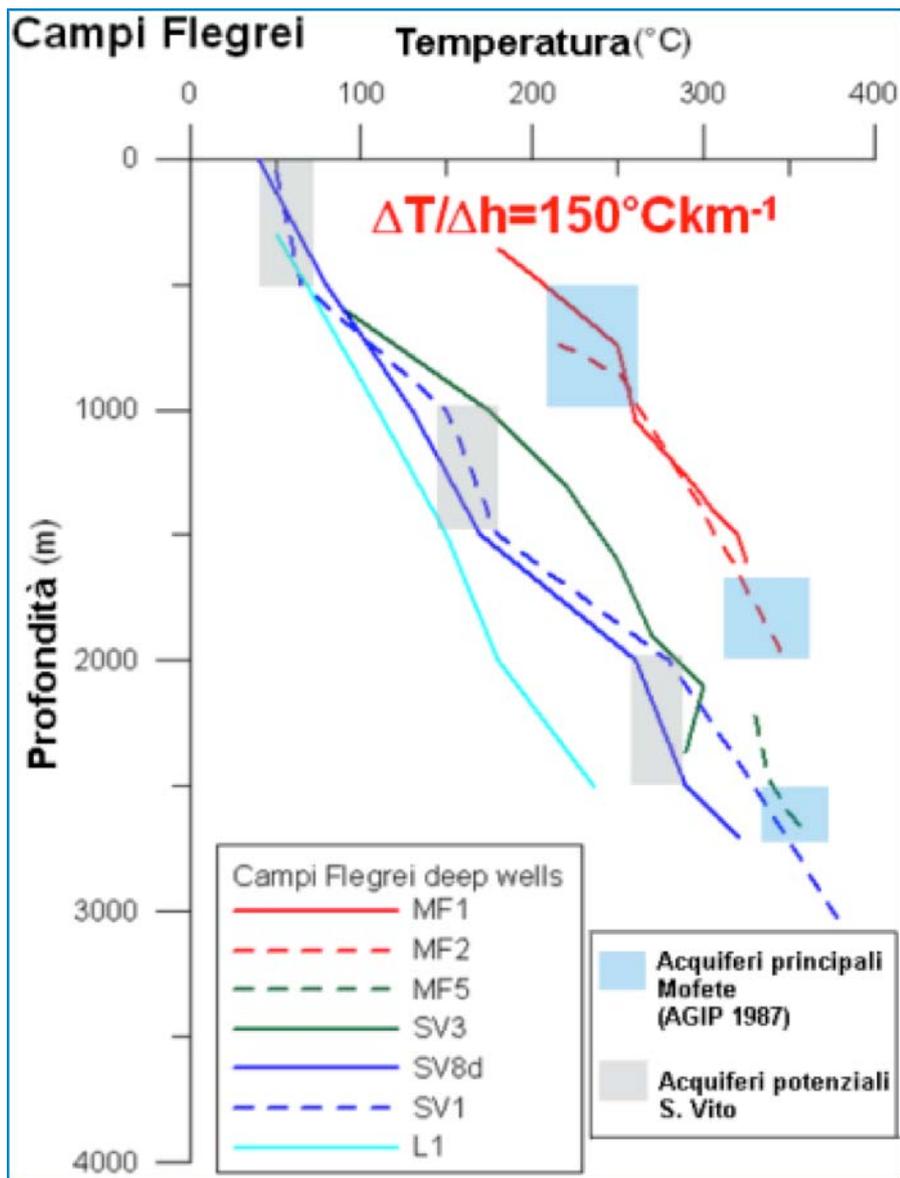


Fig. 3.1.1.3 Temperature misurate nei pozzi profondi dei Campi Flegrei. Sono evidenziati i livelli di falda produttivi e quelli potenziali dedotti dall'andamento delle isoterme (modificato da Carlino et al., 2012).

Di seguito si riportano anche le caratteristiche chimiche dell'acqua dei pozzi a pressione atmosferica e nelle condizioni del reservoir geotermico (tabelle 3.1 e 3.2).

Nella zona di S.Vito la circolazione idrotermale è scarsamente definita anche a causa della mancanza di dati attendibili. Ad eccezione di una falda freatica molto superficiale stratificata nei depositi del TGN, non sembra essere stato rilevato alcun sistema acquifero di una certa importanza almeno fino a 2000 metri di profondità. Tuttavia dall'andamento dei profili di temperatura-profondità può essere ipotizzata la circolazione di fluidi in regime advettivo, in diversi spessori di roccia, che ne stabilizzano il gradiente di temperatura (figura 3.1.1.3).

	Shallow Reservoir						Intermediate reservoir	Deep Reservoir
	MF1 (550-896 m)	MF1 (1273-1506 m)	MF3D (430-665 m)	MF7D (1110-1648 m)	MF3D (552-907 m)	MF9D (1339-1749 m)	MF2 (1275-1989 m)	MF5 (2310-2599 m)
Na	14320	20860	13790	14750	14590	21300	10600	85160
K	1760	3880	1122	2510	1526	4410	2467	43380
Ca	792	2124	714	790	752	3520	1005	53950
B	178	183	106	1440	90	288	295	231
Sr	49	58	43	26	41	54	30	1310
As	13	17	15	26	15	32	22	
Li	36	46	34	56	37	56	28	480
Mn	10	28	4	10	8	55	52	5510
Fe	1	3	3	21	1	2	1	9450
SiO2	568	590	425	639	454	578	938	210
Cl	25304	37800	23393	25650	25171	43897	21169	313850
HCO3	116	77	110	195	98	73	85	Traces
SO4	72	7	156	70	82	14	12	Traces
TDS	42860	55509	39428	45997	42965	75695	37880	515902
Na/Li	398	453	406	264	394	380	379	177
Cl/B	142	207	221	185	280	152	72	1359
Na/Cl	0.57	0.55	0.59	0.55	0.58	0.49	0.50	0.27
ph	7.5	5.5	7.5	7.2	7.7	6.9	6	4.5

Tabella 3.1. Chimismo delle acque idrotermali a pressione atmosferica (ppm) (da Carella and Guglielminetti, 1987).

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



	Shallow reservoir		Intermediate reservoir
	MF1 (550-896 m)	MF1 (1273-1506 m)	MF2 (1275-1989 m)
Na	10025	12589	5090
K	1230	2342	1180
Ca	555	1281	480
B	125	110	140
Sr	34	41	14
As	9	11	11
Li	25	28	13
Mn	7	17	25
Fe	1	2	1
SiO ₂	398	417	450
Cl	17710	22310	10200
HCO ₃	81	46	41
SO ₄	50	4	5
TDS	30000	39500	18200
Na/Li	398	453	391
Cl/B	142	207	73
Na/Cl	0.57	0.55	0.50

Tabella 3.2. Chimismo delle acque per alcuni campioni calcolato nelle stesse condizioni del reservoir (ppm) (da Carella and Guglielminetti, 1987).

I dati dell'area di Agnano suggeriscono la presenza di un sistema acquifero profondo ben sviluppato a circa 1.400 metri di profondità con temperature che superano i 250°C. Altri pozzi superficiali perforati per scopi diversi, mostrano una circolazione dei fluidi caldi all'interno dei tufi fratturati nell'area di Agnano con gradienti di temperatura di circa 1.5° C ogni 10 m (figura 3.1.1.4 a-d). Di seguito si riporta la stratigrafia del pozzo CF23 di Agnano:

0-100 m	Tufi flegrei e campani;
110-130 m	Lave;
130-990 m	Tufo verde;
990-1200 m	Tufo grigio con intercalazioni di sedimenti lacustri;
1200-1440 m	Tufo verde;
1440-1466 m	Lave;
1446-1840 m	Materiale clastico ad elementi vulcanici.

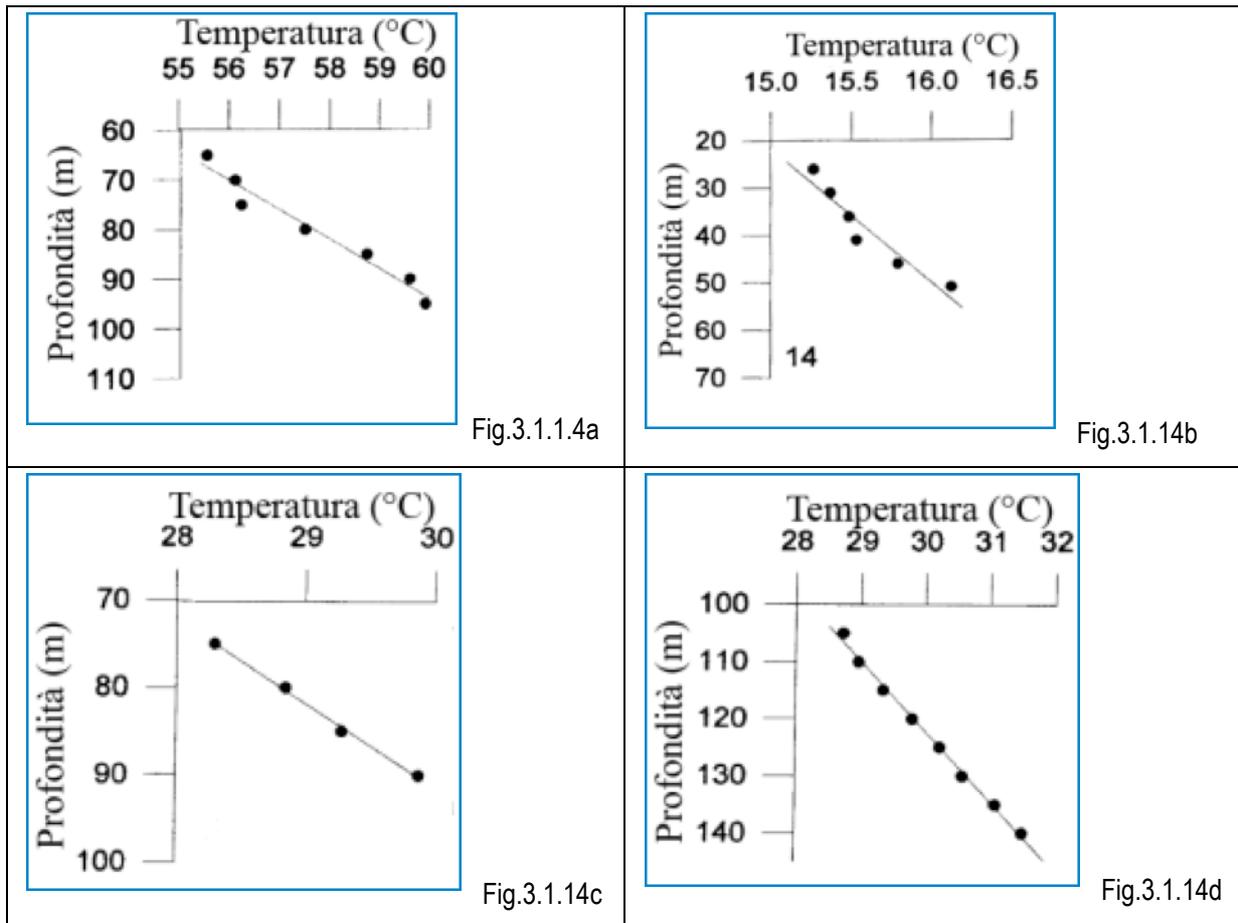


Fig. 3.1.1.4 a,b,c,d Temperature misurate in pozzi superficiali.

Pozzo CF23 Agnano

Il pozzo di Agnano (CF23) (perforazione SAFEN, 1953-54) è l'unico pozzo profondo (>400m) localizzato in prossimità dell'area di interesse del progetto, ad una distanza di circa 400 m in direzione NNW. Per le caratteristiche dell'area indagata e per le considerazioni già esposte nella Relazione consegnata in sede di procedimento presso il MISE, i dati relativi a questa perforazione possono essere verosimilmente indicativi della

situazione geologica e geochemica del serbatoio geotermico dal quale si andrà ad attingere la risorsa nell'ambito del permesso "Scarfoglio". Il pozzo è posto a 42 m sopra il livello del mare, raggiunge una profondità di 1840 m dal p.c. ed è localizzato ad ovest della Piana di Agnano. Questo settore è il più giovane della caldera ed ha subito processi di subsidenza a seguito dell'eruzione di Agnano-Monte Spina (De Vita et al., 1999). Si tratta di un'area caratterizzata da un intenso e frequente vulcanismo, con manifestazioni eruttive da pliniana a stromboliana, con eventi freatomagmatici che hanno prodotto rocce a diverso grado di evoluzione da shoshonite a trachifonolitiche. Dalla revisione di dettaglio dei Log effettuati dalla SAFEN è emerso che, procedendo dall'alto verso il basso (Tabella 3.3, figura 3.1.1.5), si incontrano le seguenti litologie: tufi generici flegrei e campani fino a -110 m; un corpo lavico dello spessore di 20 m; tufo verde tra -130 e -990 m; tufo grigio con sedimenti lacustri intercalati alla profondità di 990-1200; un altro deposito di circa 220 m costituito da tufi verdi, e 22 m di lava e rocce clastiche, tra cui frammenti vulcanici fino a fondo pozzo. Dal particolare stratigrafico emerge, quindi, che le rocce piroclastiche dominano in questo settore avendo uno spessore complessivo di 1420 m contro i 46 m dei corpi lavici.

Zone di alterazione	Profondità (m)	Dettaglio stratigrafico	Minerali	
			Primari	Alterazione
	0-110	Tufo generico	PL, FELD, CPX, BT, MT	CH, EM, PY, QZ, ZE
	110-130	Lava	PL, FELD, CPX, BT,	CH, EM, PY, QZ, ZE
	130-990	Tufo verde	PL, FELD, CPX, BT, MT	CH, EM, PY, QZ, ZE
	990-1200	Tufo grigiastro con intercalazioni di sedimenti lacustri	FELD, PX, MT	QZ, CH, , PY/PH, CC, BT, GA, ZR, K-Fd
	1200-1440	Tufo verde	PL, FELD, CPX, BT, MT	CH, EM, PY, QZ, ZE
	1440-1466	Lava	PL, FELD, CPX, BT	CH, EM, PY, QZ, ZE
	1466-1840	Rocce vulcanoclastiche	FELD, PX, MT	CH, EM, PY, QZ, ZE

Tabella 3.3 Dettaglio stratigrafico del pozzo Agnano (CF23).

PL=plagioclasio; FELD=feldspato; CPX= Clinopirosseno; BT= biotite; MT= montmorillonite; CH= clorite; EM= ematite; PY= pirite;

Qz= quarzo; ZE= zeolite; CC= calcite; GA= granato; ZR= zirconio; K-Fd microclino.

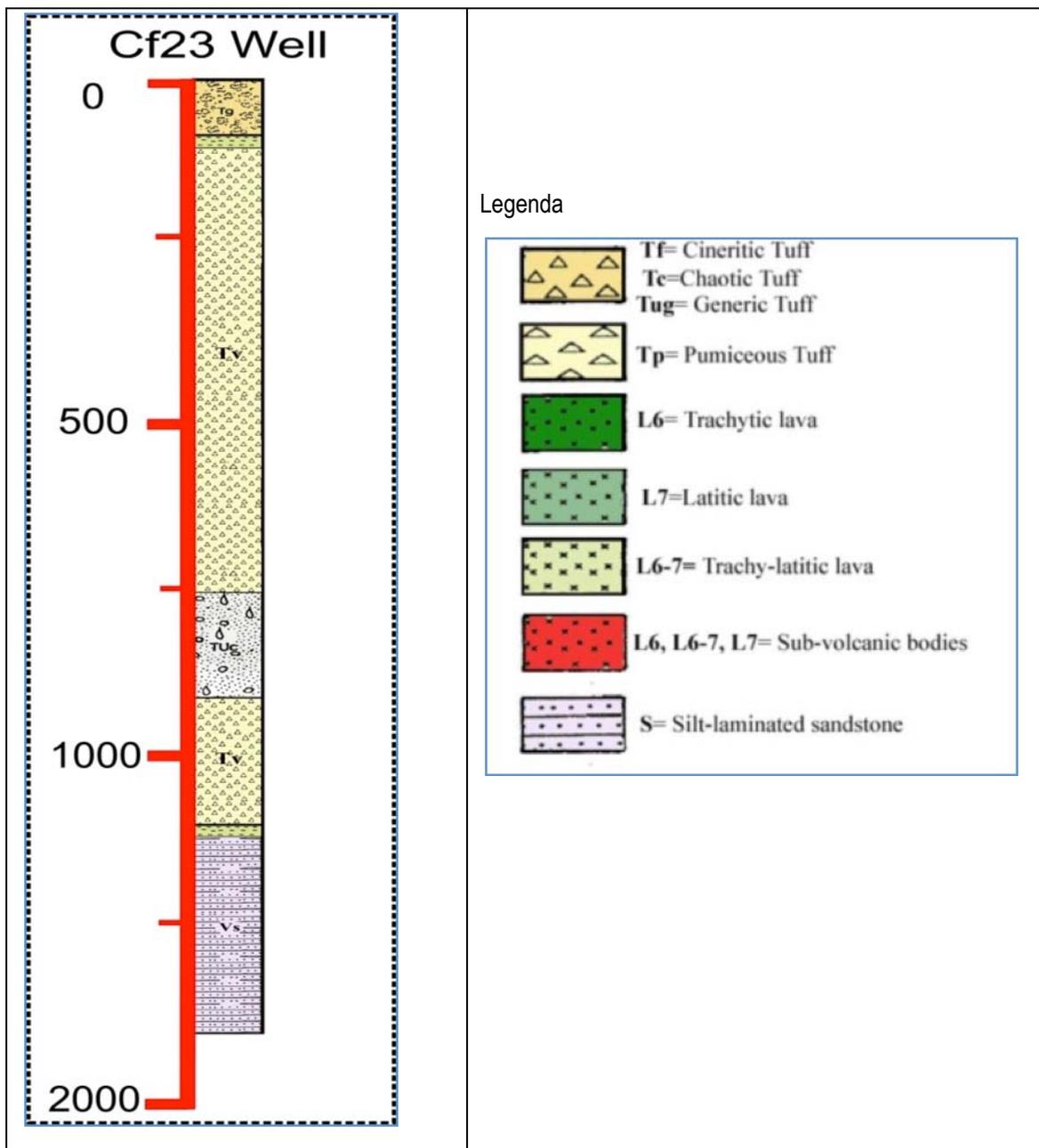


Fig. 3.1.1.5: Ricostruzione del profilo litostatigrafico di CF23 eseguito dalla SAFEN. Il pozzo ha una distanza di circa 400m dal pozzo più vicino (estrazione) pianificato nel progetto Scarfoglio.

Dal confronto delle litologie osservate per gli altri pozzi situati nel settore più orientale della caldera è verosimile ipotizzare che i processi di alterazione idrotermale siano confrontabili. Inoltre, dal confronto dei gradienti di temperatura e della geochimica dei fluidi circolanti osservati per gli altri settori si riscontra una buona corrispondenza tra i dati.

I campioni carotati fino a profondità di 750 m sono rappresentativi di tufi generici caratterizzati da una variabile porfiricità, dalla presenza di pomici a diverso grado di vescicolazione e arrotondamento. I vuoli delle pomici sembrano essere interessati da un intenso processo di cloritizzazione, responsabile della colorazione verdastra dei campioni investigati. La matrice delle rocce è fortemente argillificata, probabilmente interessata da processi di interstratificazione di illite e smectite molto complessa. I fenocristalli primari sono rappresentati, in ordine di abbondanza da feldspati incolori da euedrali ad anedrali, cristalli prismatici-tozzi di clinopirosseno e lamine pseudo-esagonali di biotite. La paragenesi secondaria è invece rappresentata dalla formazione di minuti cristalli di phillipsite e/o chabasite all'interno dei vuoli della matrice vetrosa, piccole lamine di ematite, e solfuri tipo pirite e/o pirrotina come cristalli cubici isolati o in vene. Raramente si osservano piccole mineralizzazioni di quarzo. Procedendo a maggiori profondità le rocce mostrano caratteri sempre più eterogenei sia nella struttura che nella tessitura. Le rocce sono costituite da una matrice grigio-verdastra cloritizzata, in cui si disperdono i frammenti di pomici alterate, e frammenti di litici poligenici. I processi di alterazione sopra descritti possono essere tutti ascrivibili ad una facies di alterazione di tipo argillitica con temperature $\leq 200^{\circ}\text{C}$.

I livelli lavici che si individuano rispettivamente a 110m e 1440m hanno una composizione chimica tra le trachite e le trachi-latiti. A partire dai 1466m circa si riscontra la presenza di un livello vulcano-clastico sedimentario caratterizzato da alternanze di vulcanoclastiti, lave trachitiche e rocce sedimentarie. A fondo pozzo è stata rinvenuta una miscela di acqua e vapore con un contenuto di 27 grl-1 di NaCl ed una temperatura di circa 300°C . Di conseguenza il gradiente medio di temperatura è pari a 160°C/km .

La mancanza di misure intermedie di temperatura nel pozzo non consente di effettuare analisi dell'andamento delle isoterme e di individuare le zone di convezione dei fluidi. Tuttavia è verosimile ipotizzare, così come verificato per i pozzi di Mofete, la presenza di zone di convezione di fluidi che manterrebbero temperature costanti negli intervalli di saturazione delle rocce. La falda acquifera nel pozzo CF23 è stata, infatti, rinvenuta in due livelli di profondità, di 200 m e 1600 m rispettivamente.

Prove di emungimento e stima della composizione chimica dei fluidi e del gradiente geotermico

Per analogia dei fluidi prodotti durante le prove di emungimento e reiniezione ai pozzi MF1, MF7d e di "purge test" effettuate a SV1 (Bruni et al., 1985; De Vivo et al., 1989) è possibile, in prima approssimazione, definire la composizione chimica dei fluidi che potrebbero essere intercettati nell'area oggetto di studio.

Da un punto di vista puramente classificativo possiamo definire la composizione dell'acqua estratta di tipo cloruro-calcica. In particolare possono essere presi come riferimento le composizioni chimiche dei fluidi estratti al separatore primario e relative alla fase di stabilizzazione del pozzo di MF1 durante le prove di emungimento (AGIP, 1987). Sulla base di tali congetture è possibile ipotizzare la seguente composizione dei campioni di brine che verrebbero intercettate (Tabella 3.4):

ione	Conc. media mg/l	s
Na	13280	114
K	1707	66.8
Li	34	0
NH4	36.7	5.2
Ca	889	13.5
Mg	7.9	0.6
Sr	48.7	1.2
Ba	3.6	0.1
Mn	10.7	0.08
Fe	1.3	0.05
Cl	24170	467
Br	72	7.8
F	6.1	1.4
SO4	52	3.3
HCO3	84.2	1
SiO2	570	12.3
H3BO3	678	30.9
Cu	0.07	-
Pb	0.28	-
Zn	0.07	-
As	16.6	3.1
Hg	<0.0004	-
Cr	0.004	-

Tabella 3.4. Composizione dei campioni di brine.

Per quanto attiene invece ai gas in condensabili sempre durante l'emungimento si sono riscontrate le seguenti concentrazioni (Tabella 3.5):

Gas	Conc. media % Vol	σ
CO2	93.0	0.05
CH4	6.7	0.04
N2	0.034	0.01
H2	0.014	0.005

Tabella 3.5 Concentrazione dei gas in condensabili.

Composizione chimica ed isotopica delle acque di falda nelle aree circostanti a quelle del progetto pilota (pozzo hotel Tennis)

La composizione chimica delle acque di falda nelle aree circostanti può essere desunta dal pozzo localizzato all'Hotel Tennis confinante con l'area di studio (figura 3.1.1.6), che è stato monitorato durante gli anni 1993-1994 (Valentino et al., 1999). In tabella 3.6 vengono riportate le composizioni chimiche ed isotopiche delle acque rinvenute nel pozzo.



Fig. 3.1.1.6 Localizzazione Pozzo Hotel Tennis.

Hotel Tennis well	U.M.	Min -Max
Profondità m		100
T °C		82-85
pH		7.0-7.4
Conducibilità S cm		5099-6533
CO ₂ ppm		28-32
NH ₄ ppm		8.5-23.5
Na ppm		1210-1295
K ppm		370-407
Li ppm		0.74-0.96
Rb ppm		0.84-1.41
Ca ²⁺ ppm		36.1-58.1
Mg ²⁺ ppm		4.9
Sr ²⁺ ppm		0-0.9
Al ³⁺ ppm		0.52-0.55
Fe ⁺³ ppm		0.07-0.019
Cl ppm		1180-1380
HCO ₃ ⁻ ppm		508-699
SO ₄ ²⁻ ppm		1067-1136
F ppm		2.2-3.5
SiO ₂ ppm		164.7-183.5
B ppm		32.8-44.8
¹⁸ O ‰		1.42-1.69
² H ‰		16-17.9
³⁴ S ‰		0.1

Tabella 3.6. Composizione chimica ed isotopica delle acque del pozzo Hotel Tennis.

In base alla composizione dei cationi e degli anioni, nel diagramma di tipo Piper, le acque si collocano come acque solfato-clorurate ed in particolare in un diagramma triangolare con Li-B-NH₄ esse si dispongono lungo l'asse NH₄-B, con un accentuato arricchimento in NH₄. Inoltre in un diagramma Cl/Na i campioni di fluidi prelevati al pozzo Hotel Tennis si dispongono lungo una retta di regressione verso l'end-member dell'acqua meteorica. Per quanto attiene invece alla composizione degli altri elementi maggiori ed in traccia è possibile ipotizzare fenomeni di interazione acqua/roccia o di interazione di acqua con fluidi profondi. Infatti il rapporto Cl/SO₄ evidenzia che le acque del pozzo Hotel Tennis mostrano un accentuato arricchimento in SO₄. In dettaglio, le stesse acque di falda mostrano un lieve aumento nei rapporti NH₄/B rispetto al SO₄/Cl. Tale fenomeno, come per le acque di Pisciarelli, può essere attribuito ad un contributo di gas vulcanici ricchi in NH₃ ed H₂S che interagiscono con le acque meteoriche. Infine, considerando le composizioni isotopiche di ³⁴S ed ¹⁸O che si

discostano dalla composizione dell'acqua meteorica e da quella tipica marina del mar Tirreno è possibile ipotizzare l'interazione tra fluidi magmatici ricchi in H₂S ed acqua meteorica.

3.1.2 Indagini magnetotelluriche

Tra il 2010 ed il 2011 sono stati eseguiti dall'INGV (Sezione di Napoli) alcuni profili di magnetotellurica (MT) e di magnetotellurica a sorgente controllata (CSAMT) nell'area di Agnano. Il vantaggio di questa metodologia è la capacità di esplorazione in un ampio range di profondità, comprese tra la superficie e centinaia di chilometri. La profondità di penetrazione del segnale dipende dalla sua frequenza e dalla conduttività del terreno. Il dato magnetotellurico viene restituito come curva di resistività apparente del sottosuolo che può essere invertita singolarmente o tramite inversione vincolata di più profili affiancati. La resistività è inversamente proporzionale al contenuto in fluidi, a parità di altre condizioni geologiche. L'interpretazione dei dati ottenuti consente di fare alcune considerazioni sulla presenza di acquiferi superficiali e profondi.

Le indagini hanno riguardato in particolare una zona posta a metà tra Monte Spina e Solfatara ed un profilo orientato WNW-ESE tra Campiglione e l'Ippodromo di Agnano. Le interpretazioni dei dati evidenziano, a livello locale, una zona di risalita di fluidi nel sito csamt1e, a scala più ampia, diverse zone di risalita di fluidi lungo il profilo Campiglione-Ippodromo (figura 3.1.2.1). Lo sviluppo verticale delle zone di risalita di fluidi varia tra 1 e 2 km, mentre a livello locale si nota la presenza di falde acquifere superficiali tra 25 e 250 m circa. Nelle immagini seguenti il dettaglio delle indagini eseguite.

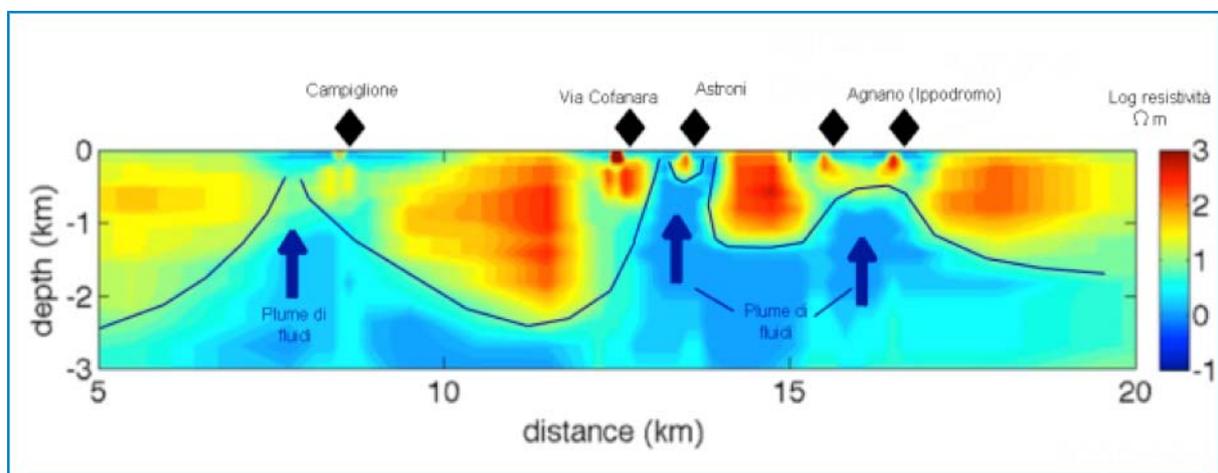


Fig. 3.1.2.1. Interpretazione del profilo MT lungo la direttrice Campiglione-Agnano. L'inversione dei dati consente di individuare delle zone di risalita di fluidi, in regime prevalentemente advettivo, nelle rocce più permeabili o lungo fratture e faglie vulcano-tettoniche.

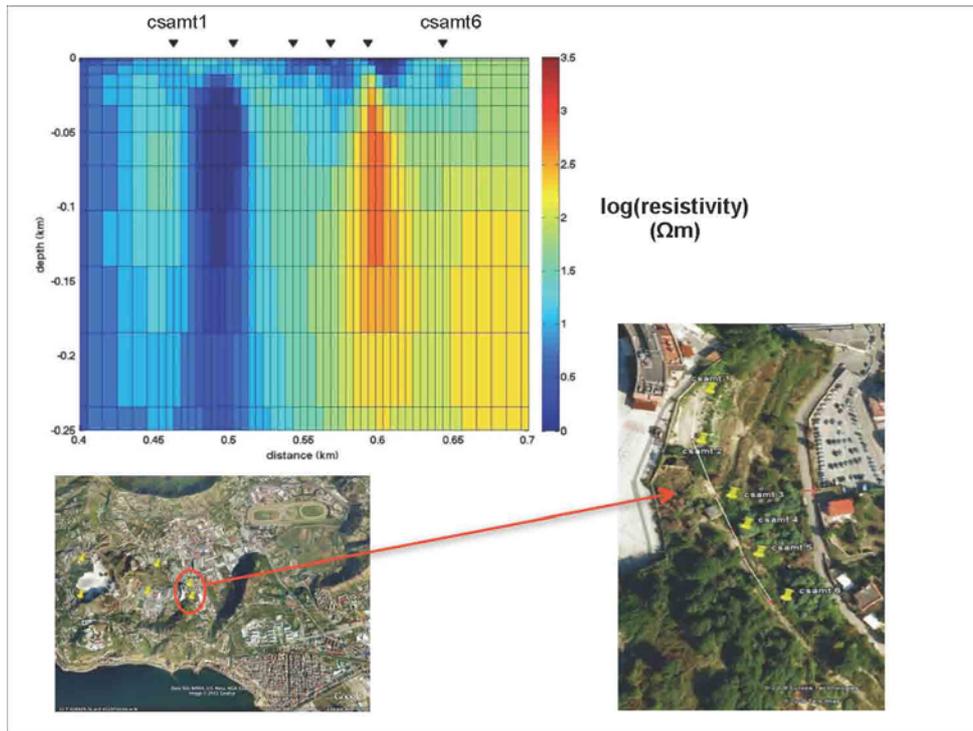


Fig. 3.1.2.2. Profili CSAMT più vicino all'area di impianto e loro ubicazione.

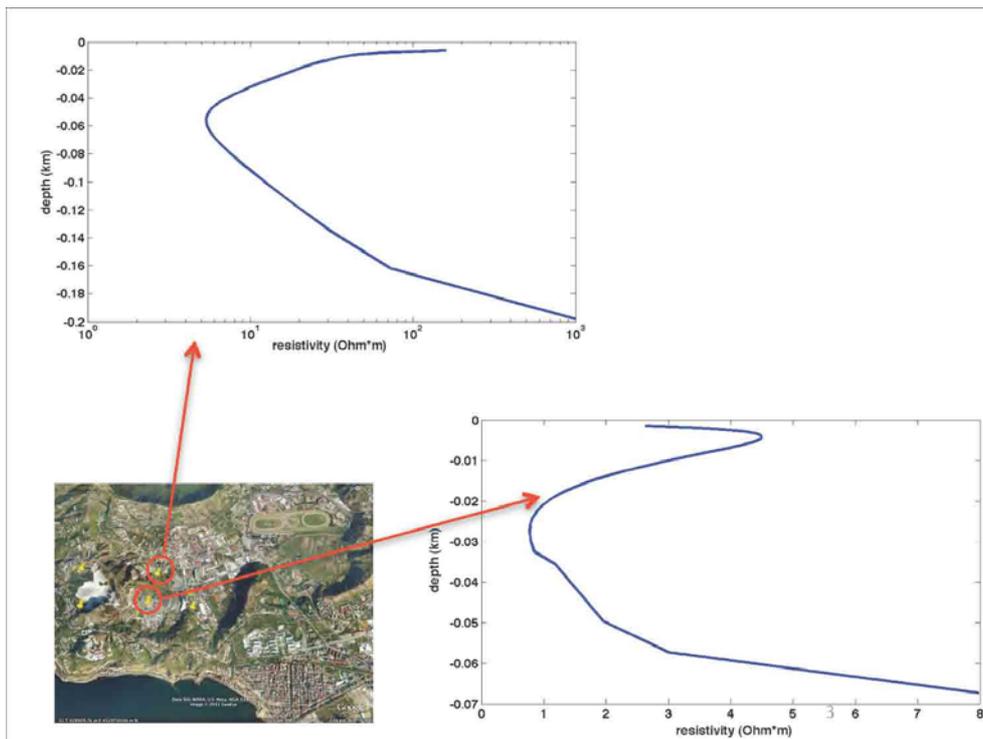


Fig. 3.1.2.3. Curve di resistività nell'area del permesso di impianto ottenuti da indagini geoelettriche.

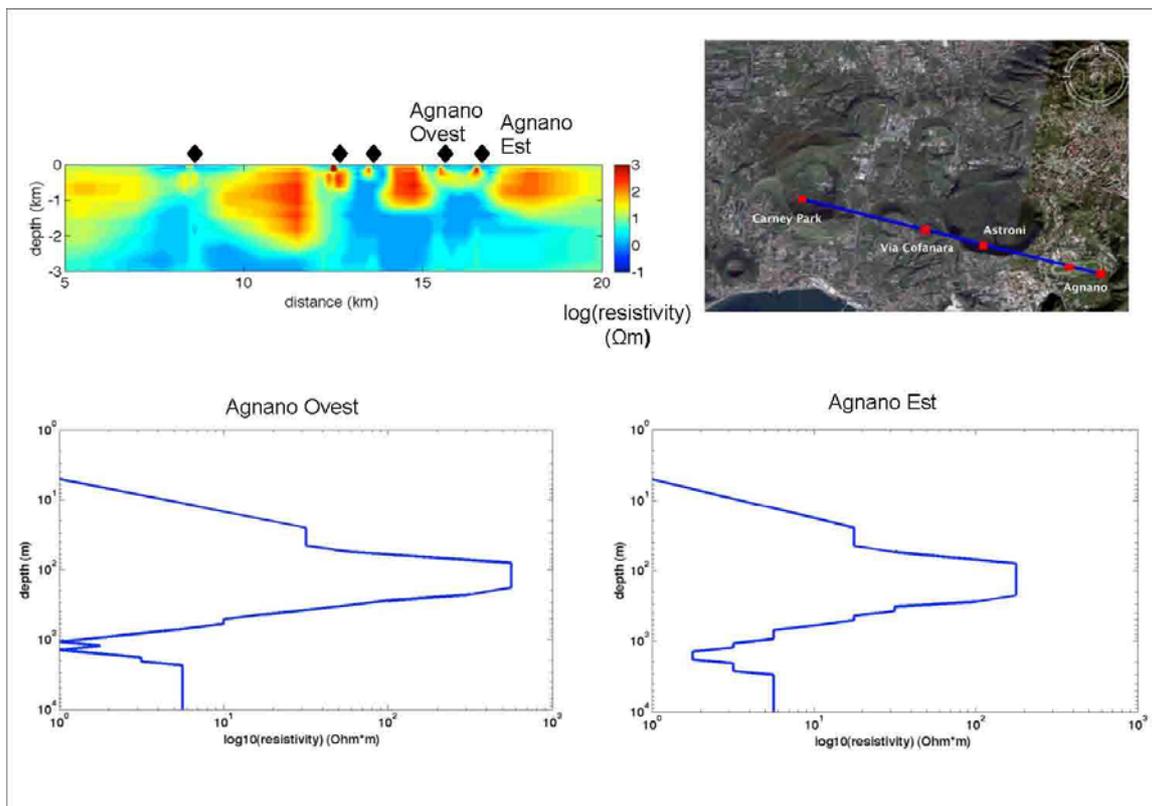


Fig. 3.1.2.4 Indagini magnetotelluriche: localizzazione dei sondaggi e curve di resistività.

3.2 Modello concettuale del serbatoio geotermico nell'area dei Campi Flegrei

I dati osservati, gli studi bibliografici e le considerazioni riportate nella presente relazione consentono di stabilire, per grandi linee, un modello concettuale del serbatoio geotermico dei Campi Flegrei. La sorgente magmatica più profonda, che avrebbe uno spessore di circa 1 km ed un diametro pari a quello della caldera (Zollo et al., 2008), ha un contenuto in calore (Q) per unità di superficie pari a $6 \cdot 10^{12} \text{Jm}^{-2}$. Questa rappresenta la sorgente primaria del calore fornito agli strati di roccia sovrastanti. I modelli fluidodinamici pubblicati fino ai tempi più recenti (Troiano et al., 2011 e riferimenti interni) forniscono inoltre valori di permeabilità (k) della parte più interna della caldera dell'ordine di 10^{-15}m^2 , e di 10^{-16}m^2 della zona più esterna della caldera. Questi valori sono attendibili fino a temperature che garantiscono un regime elastico delle rocce ed al disotto del punto critico dell'acqua (375°C). Oltre i 400°C circa è atteso un rapido decremento della permeabilità, verso valori inferiori a 10^{-17}m^2 . (Hayba and Ingebritsen, 1997). Tali condizioni si incontrano a profondità di circa 3-4 km, dove può essere ipotizzata anche la presenza di una transizione reologica delle rocce da fragile a duttile. Il sistema geotermale sarebbe quindi caratterizzato da una circolazione di fluidi molto lenta al disotto della transizione fragile-duttile, con regime di trasporto del calore prevalentemente conduttivo. Al contrario, nelle zone più superficiali, tra 0 e 2 km di profondità, i valori di permeabilità, associati prevalentemente all'elevato grado di fratturazione del mezzo,

consentono la persistenza di un sistema geotermale con un importante trasferimento di fluidi verso la superficie e con regime dominante di trasporto del calore di tipo advettivo.

I dati relativi alle perforazioni eseguite nel corso della Joint-Venture AGIP-ENEL, evidenziano nel sistema geotermale flegreo la presenza di falde acquifere, ad alta temperatura, sovrapposte, da 500 m fino a oltre 2500 m di profondità, con temperature del reservoir generalmente superiori a 250°C. La sovrapposizione di queste falde acquifere è subordinato dalla stratificazione di depositi piroclastici e delle lave, con differente grado di permeabilità per porosità e per fratturazione.

Nei settori dove si prevede l'installazione dell'impianto pilota, ovvero nella zona di Agnano, sono attesi gradienti di temperatura anche superiori ai 150°Ckm⁻¹, con zone di risalita di fluidi caldi (come evidenziato dalle indagini magnetotelluriche) che localmente determinano l'instaurarsi di temperature elevate (>150°C) a poche centinaia di metri. Tali zone corrispondono generalmente agli allineamenti tettonici, configuratisi a seguito del collasso calderico, tra 39.000 e 15.000 anni fa, che rappresentano le vie preferenziali di risalita dei fluidi caldi.

Uno sketch rappresentativo del sistema geotermale dei Campi Flegrei è riportato in figura 3.2.1.5.

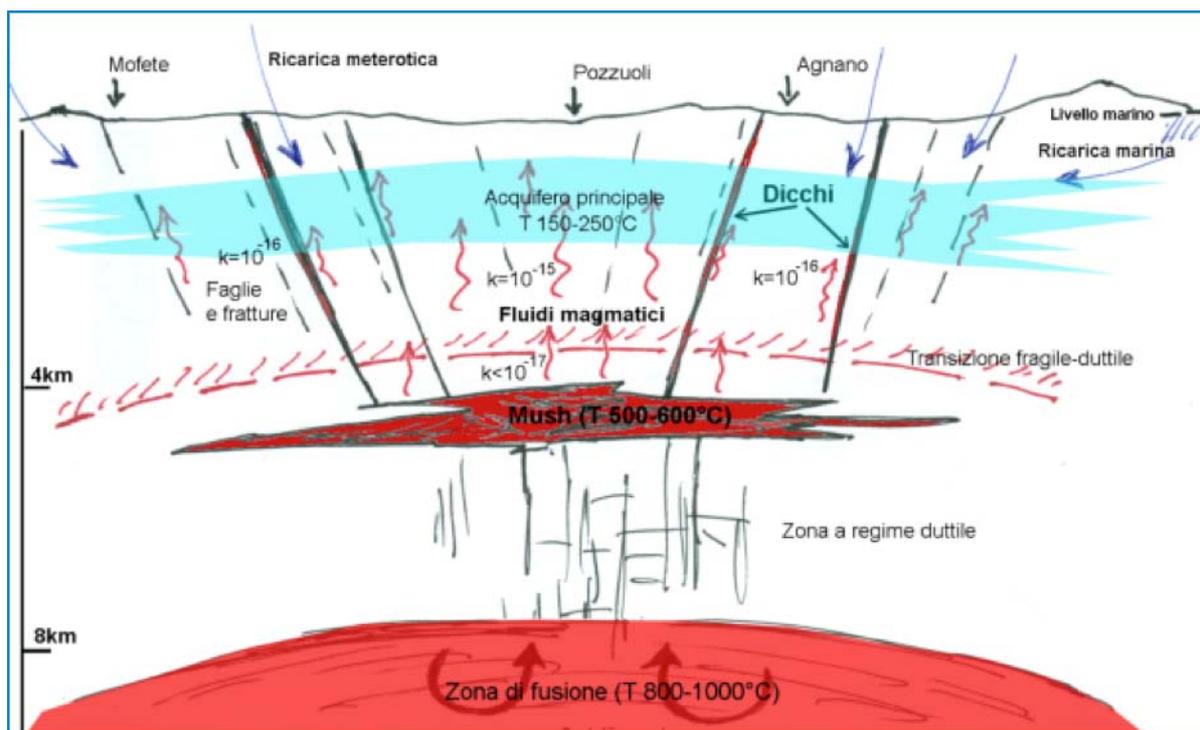


Fig. 3.2.1.5. Modello concettuale del serbatoio geotermico dei Campi Flegrei.

3.3 Analisi dell'area dell'impianto pilota

In questa parte della relazione i dati illustrati in generale nei paragrafi precedenti per l'area dei Campi Flegrei vengono analizzati in maggior dettaglio con riferimento specifico all'area del progetto "Scarfoglio", allo scopo di pervenire alla migliore definizione possibile delle caratteristiche della risorsa geotermica (serbatoio e fluidi) sulla quale il progetto si basa.

Si osserva anzitutto che l'area interessata è ubicata nella conca di Agnano e più specificamente subito ad est del bordo craterico più orientale della Solfatara, in prossimità del sistema di fumarole e sorgenti termali di Pisciarelli (figura 3.3.1)



Fig. 3.3.1. Siti di progetto.

Il progetto prevede l'utilizzo di un'area di circa 3.000 mq per l'installazione dell'impianto geotermoelettrico, e, come già indicato in premessa, altre tre aree per la perforazione dei pozzi di produzione e reiniezione (una di queste aree è attigua all'impianto geotermoelettrico).

Da un punto di vista geologico, il sito di progetto così individuato rientra nell'ambito del sistema geotermale Solfatara-Pisciarelli.

I dati stratigrafici e geocronologici evidenziano che il sistema vulcanico della Solfatara si è formato tra 3.8 e 4.1 Ka, mentre alcune eruzioni freatiche sono avvenute nel corso del XII secolo. I prodotti vulcanici dell'eruzione della Solfatara consistono prevalentemente in breccie e lapilli accrezionali e ceneri, generalmente molto alterati dall'attività idrotermale, e ricoprono una superficie di circa 0.8km² (Rosi and Sbrana, 1987; Di Vito et al., 1999). Le zone idrotermali, il flusso di calore in superficie ed il flusso di gas (prevalentemente CO₂) sono indicativi di alte

temperature a piccola profondità e di un'anomalia termica che determina in questa zona l'espulsione, talvolta a pressioni elevate, di gas provenienti da un piccolo serbatoio molto superficiale.

Il bordo semi-ellittico del cratere della Solfatara è tagliato da un piccolo sistema di faglie normali e fratture con andamento NW-SE. Esternamente al cratere insiste un altro sistema di fratture e faglie con lo stesso andamento (figura 3.3.2). Molte di queste fratture e faglie sono all'incirca sub-verticali (dip >60°) e sono riempite di minerali di alterazione idrotermale. Esse rappresentano la principale via di degassamento della CO₂, i cui massimi flussi hanno lo stesso allineamento.

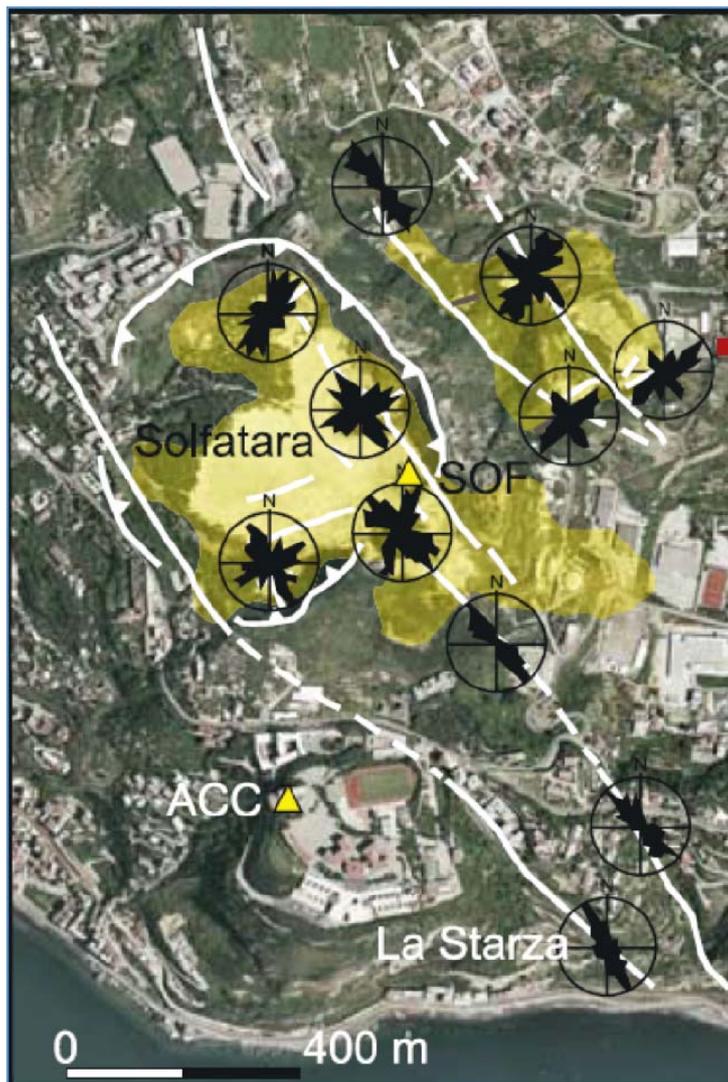


Fig. 3.3.2. Mappa strutturale della Solfatara con la distribuzione azimuthale delle fratture. I triangoli sono le stazioni sismiche dell'Osservatorio Vesuviano (da Bruno et al., 2007).

Per quanto riguarda il livello della falda, questa mostra un salto di circa 80-90 m tra la Solfatara e le aree circostanti. Nel cratere la falda è affiorante, ed è localizzata a circa 97 m s.l.m., mentre sul bordo sud-occidentale,

è stata rinvenuta a 90 m s.l.m (Bruno et al., 2007) (figura 3.3.2). La risalita di fluidi nell'area della Solfatara è correlata alle temperature massime in superficie, tra 90 e 100°C, che scendono fino a circa 40°C nelle aree esterne al cratere.

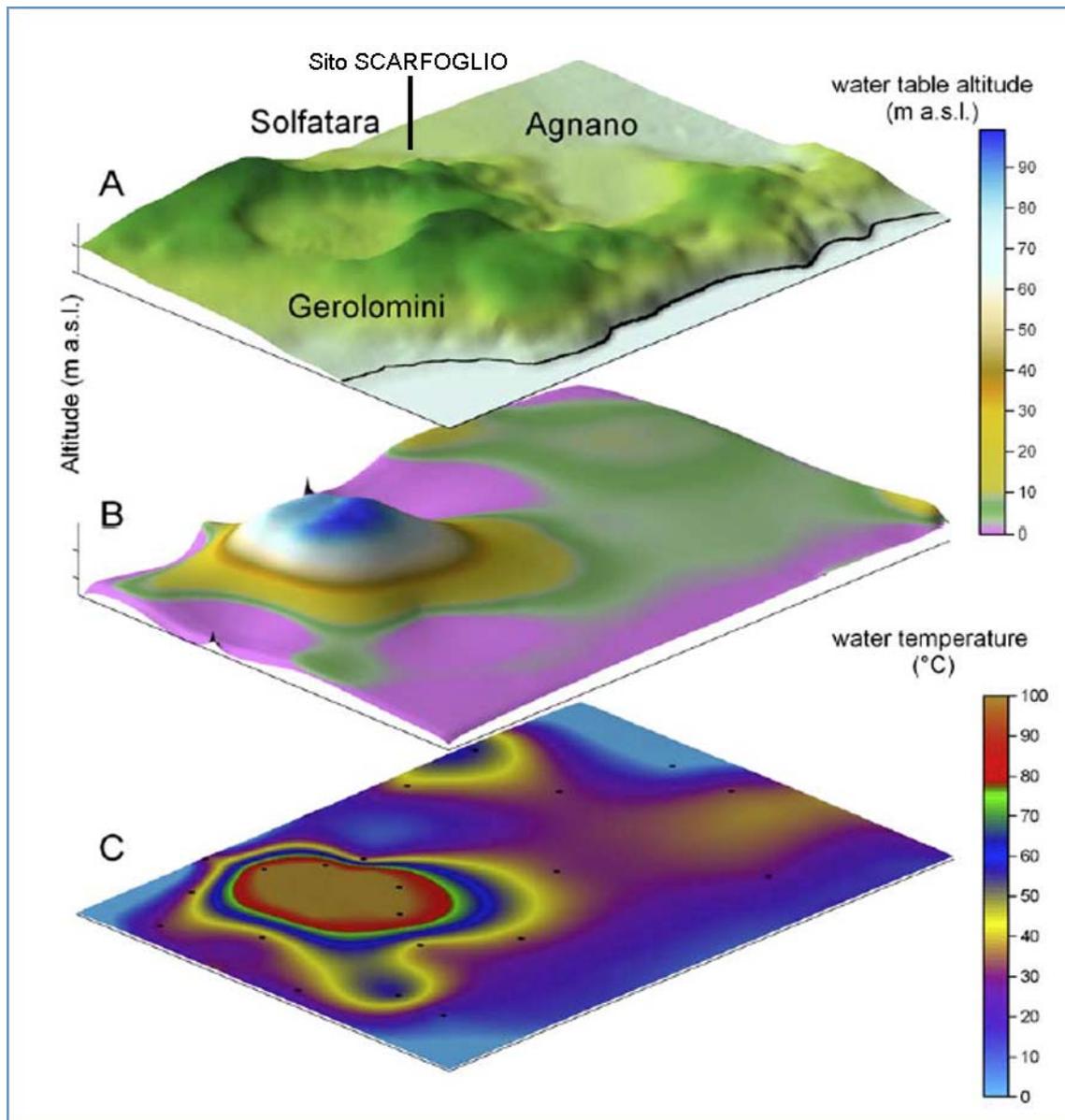


Fig. 3.3.3. a) Mappa topografica 3D Solfatara-Pisciarelli; b) Mappa tridimensionale del livello della falda più superficiale; c) Mappa a gradazione di colori della temperatura della falda acquifera. I punti rappresentano i siti di misura (da Bruno et al., 2007).

In termini più generali, le aree di progetto ricadono all'interno della conca di Agnano, depressione vagamente pianeggiante generata dal collasso calderico durante l'emissione di cospicui volumi di magma e ricoperta parzialmente verso nord-ovest dall'eruzione di Astroni (figura 3.3.4). La conca ha un'elongazione all'incirca NO-SE, di forma poligonale bordata da fratture lineari, ad eccezione del settore nord-ovest, dove il suo margine è

ricoperto in parte dal cratere degli Astroni. Le zone di frattura presentano lineamenti strutturali con scarpate ad elevato angolo in direzione NO-SE e NE-SO. Molte di queste includono settori con faccette triangolari che si sviluppano verticalmente dai 50 ai 70 m s.l.m.

La sequenza stratigrafica nei primi 60 metri di profondità è caratterizzata dalla presenza dei depositi da tephra di Agnano-Mt.Spina intervallati da spessori di circa 25 metri di depositi palustri nella parte alta, e di circa 20 metri di sedimenti marini nella parte bassa (de Vita et al., 1999). La successione di questi depositi genera mediamente strati a bassa permeabilità, che rappresentano il “cup” impermeabile del sistema geotermale più profondo. I gradienti di temperatura misurati nei primi 100-150 m di profondità sono lineari, con profili tipici delle zone a trasferimento di calore prevalente per conduzione (vedi figura 3.3.3). Questo fenomeno determina l’instaurarsi di temperature relativamente basse in superficie, che aumentano repentinamente approfondendosi nelle zone dove il trasporto di calore avviene prevalentemente per fenomeni di advezione (trasporto di massa del calore ad opera dei fluidi). I gradienti di temperatura misurati in alcuni pozzi superficiali (fino a 140m dal p.c.) mostrano valori da $0.22^{\circ}\text{Cm}^{-1}$ fino a $0.63^{\circ}\text{Cm}^{-1}$. Le temperature massime a circa 140 m di profondità variano tra 30°C e 60°C (Corrado et al., 1998). Considerato il sistema di circolazione radiale delle acque sub-superficiali e la simmetria centrale della sorgente magmatica profonda, l’incremento delle temperature con la profondità, nella zona di Agnano, dovrebbe rispecchiare quello misurato nei pozzi di Mofete, con gradienti tipici dei sistemi a circolazione di fluidi. La massima temperatura registrata in profondità, a 1840 m (pozzo Agnano CF23), è pari a 300°C .

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com

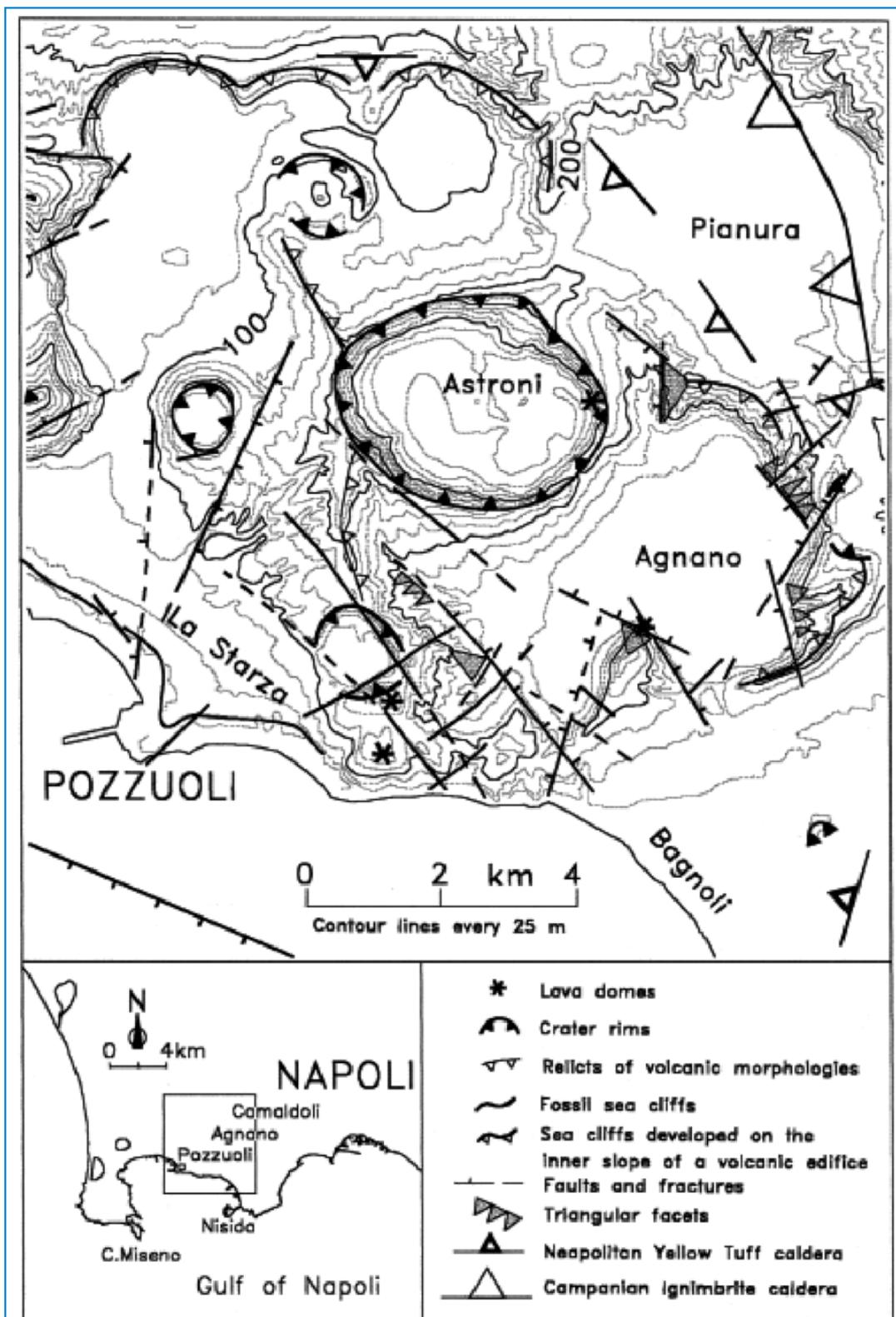


Fig. 3.3.4. Mappa tettonica della depressione strutturale di Agnano.

3.3.1 Indagini geofisiche

Al fine di caratterizzare più dettagliatamente le caratteristiche geotermiche dell'area in esame sono stati utilizzati dati relativi a profili CSAMT-MT già esistenti in letteratura, che interessano l'area della Solfatara (Bruno et al., 2007 - Fig. 3.3.1.1.a) ed è stata effettuata dall'INGV una misura puntuale con geoelettrica, CSAMT ed MT, relativamente al sito di interesse, con una risoluzione fino a circa 2 km di profondità dal p.c. Il parametro utilizzato nel processamento dei dati elettromagnetici è la resistività, che fornisce indicazioni su alcune proprietà delle rocce, ed in particolare sul grado di saturazione, fratturazione e sulle proprietà della matrice rocciosa.

Poiché la circolazione geotermale di tutta l'area in esame è fortemente vincolata al sistema di alimentazione della Solfatara, si è ritenuto opportuno indagare anche quest'area, al fine di definire un modello puntuale del serbatoio geotermico il più attendibile possibile. Al tal proposito si riportano i risultati relativi ad un profilo CSAMT-MT eseguito all'interno della Solfatara, ad andamento N-S fino ad una profondità di 400 m (Fig. 3.3.1.1.b). Tale profilo evidenzia la presenza di due corpi conduttivi più profondi (B) separati da una zona meno conduttiva (E) e da un corpo a bassa conduttività (alta resistività) localizzato nella zona sud del profilo, e molto superficiale. Il risultato è confrontato con il profilo di flusso di CO₂ e di temperatura (Chiodini et al., 2005; Bruno et al., 2007), che evidenzia una buona correlazione tra l'incremento di entrambi i parametri in corrispondenza delle zone a maggiore conduttività. Queste due zone sono verosimilmente assimilabili ad aree ad elevato contenuto in fluidi che trasportano calore, per convezione, e gas (prevalentemente CO₂).



Fig. 3.3.1.1. a. Localizzazione profilo CSAMT - MT.

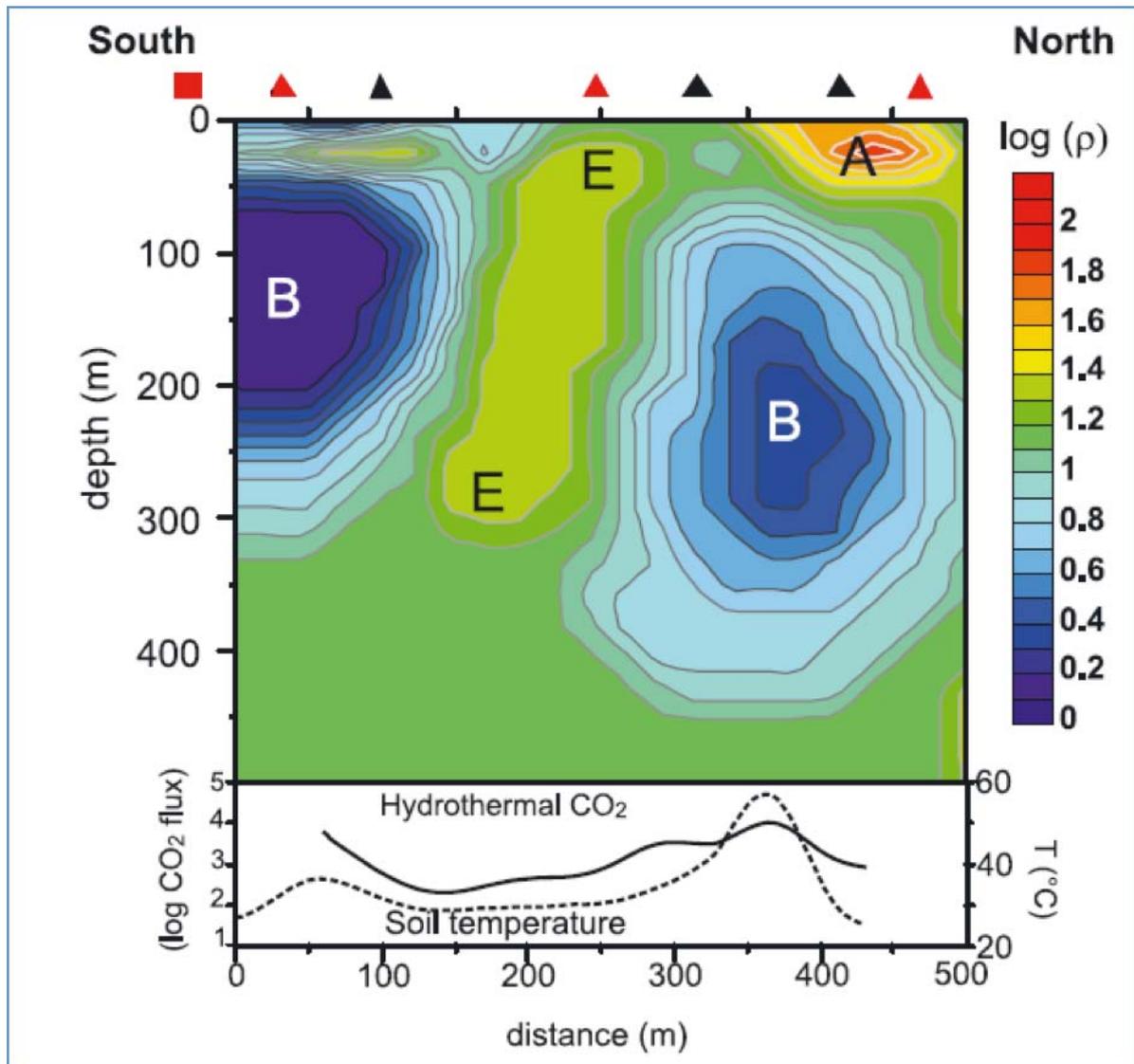


Fig. 3.3.1.1. b Profilo CSAMT-MT nord-sud all'interno del cratere della Solfatara. Le zone B sono aree caratterizzate da maggiore conduttività (bassa resistività ρ) e separate da un settore a minore conduttività. Un corpo ad elevata resistività (A) viene individuato in superficie. Quadrato rosso: CSAMT antennas; Triangolo rosso: CSAMT-MT station; Triangolo nero: CSAMT station (Da Bruno et al., 2007).

Per le indagini eseguite nel sito di interesse è stato eseguito un profilo verticale, fino a circa 2 km di profondità, utilizzando una tecnica integrata di geoelettrica, CSAMT ed MT. L'indagine della parte più superficiale è stata vincolata con la geoelettrica, fino a circa 100 m di profondità, quella intermedia con la tecnica CSAMT, entrambe a sorgente artificiale e controllata. La parte più profonda è stata invece vincolata con il profilo MT a sorgente naturale. Il profilo mostra la presenza di due zone a bassa resistività tra 500 e 900 m e tra 1100 e 1200 m da p.c (figura 3.3.1.2), correlabili con la falda acquifera, trovata a profondità simili nel pozzo CF23 di Agnano, come già illustrato in precedenza.

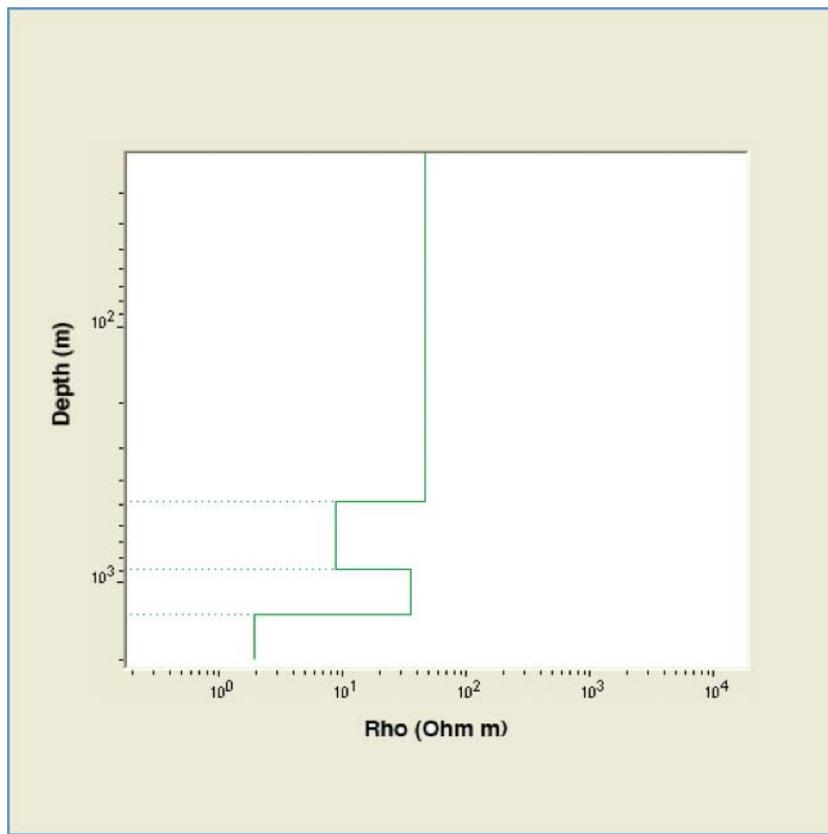


Fig. 3.3.1.2. Profilo verticale di resistività ottenuto da misure geoelettriche, CSAMT e MT.

3.3.2 Modello del serbatoio geotermico

Anche se la mancanza di pozzi profondi sul sito non ha consentito di fare misurazioni dirette, le caratteristiche dell'area adiacente, ben indagate da un punto di vista geochimico e geofisico, e la riconducibilità dei fenomeni geotermali dell'area al sistema di alimentazione di fluidi di Solfatarà-Pisciarelli, rende attendibile il modello qui di seguito ipotizzato.

In particolare, tale sistema è caratterizzato da un flusso di calore e di gas in superficie molto elevato e da gradienti di temperatura estremamente alti nei primi 50-80 m. Al confine tra questa zona e l'area di ubicazione dei pozzi sono stati misurati flussi medi di CO₂ pari a $8 \cdot 10^{-5}$ mol m⁻² s⁻¹.

L'insieme delle misure di temperatura dei pozzi CF23, dei pozzi superficiali alla Solfatarà e del pozzo Hotel Tennis (Pisciarelli) consentono di individuare l'andamento delle isoterme, la stratigrafia e l'andamento delle falde acquifere più profonde (quest'ultimo dato è ricavato anche dalle misure CSAMT-MT effettuate sul sito stesso). Al

disotto dell'area di "Scarfoglio" si individuano temperature tra 80 ed 85°C in corrispondenza del livello del mare, con l'isoterma di 150°C ubicata tra 800 e 900m di profondità e quella di 300°C intorno ai 1900 m. Oltre alla falda acquifera molto superficiale, che non interessa ai fini dello sfruttamento di un pozzo geotermico, si individua il top della prima falda più profonda intorno a 400 m (sempre riferita rispetto al livello del mare), mentre una seconda falda si rinviene intorno ai 1100 m. La prima falda dovrebbe avere uno spessore pari a circa 500 m, mentre per la seconda non è possibile definire il livello del bottom. Entrambe si attestano comunque nelle formazioni di tufo grigio e tufo verde da mediamente a molto fratturato (figura 3.3.2.1). In base a quanto descritto è possibile definire il target massimo di profondità dei pozzi geotermici, che dovrebbe attestarsi intorno ai 1000m dal p.c.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com

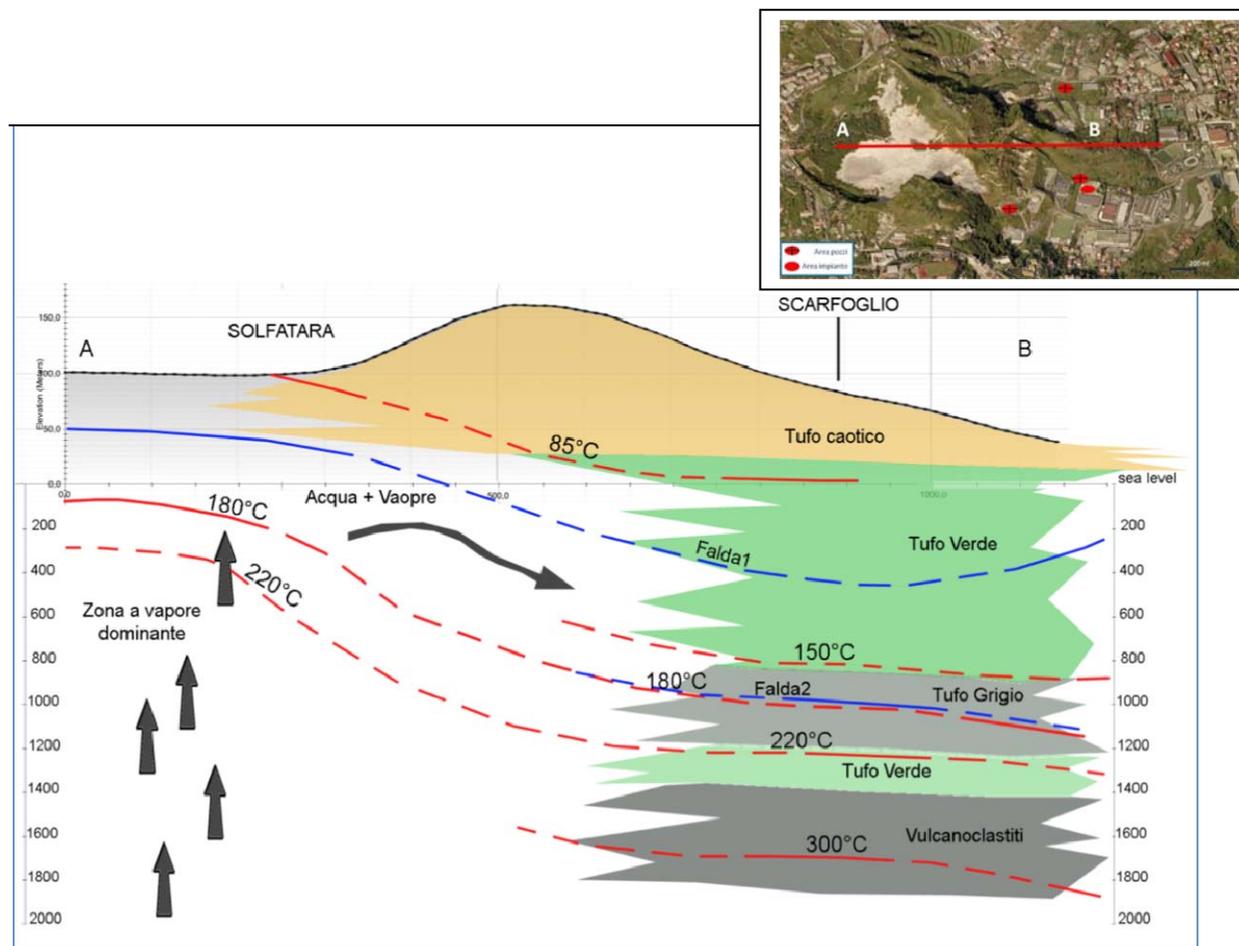


Fig. 3.3.2.1. Modello puntuale del serbatoio geotermico dell'area del permesso di ricerca "Scarfoglio". Le linee rosse rappresentano le isoterme a diversa temperatura (la linea, dove è continua, indica le zone dove le temperature sono state misurate, le parti tratteggiate indicano le zone dove le temperature sono state dedotte da altri dati o correlate). Le linee blu indicano i 2 livelli di falda rinvenuti dalle analisi CSAMT-MT e dai LOG del pozzo CF23 e da misure eseguite nel pozzo Hotel Tennis.

3.3.3 Degassamento nell'area di progetto

L'area di progetto è sede di degassamento anomalo (essa è localizzata ad est dell'area di importante degassamento della Solfatara e a sud dell'area di degassamento della località di Pisciarelli). In particolare, i flussi di CO₂ e di H₂S di tale area sono ascrivibili in media e rispettivamente a $0.4 \cdot 10^3$ Kg/day ed a $1.15 \cdot 10^{-3}$ Kg/day (Italiano et al., 1984). Inoltre è possibile stimare un rilascio giornaliero di energia, dalla trasformazione del vapor acqueo e dalla fuoriuscita di CO₂, di circa $0.03 \cdot 10^{18}$ erg e $0.2 \cdot 10^{16}$ erg rispettivamente.

Recentemente, in uno studio di dettaglio del degassamento alla Solfatara ed esteso alle aree ad essa limitrofe (Federico et al., 2010), tramite il metodo della camera di accumulo è stato possibile misurare puntualmente il flusso di CO₂ (figura 3.3.3.1). Tale flusso nell'area oggetto di studio risulta essere compreso tra $1 \cdot 10^{-5}$ e $8 \cdot 10^{-5}$ mol m⁻² s⁻¹, inoltre il suolo presenta una temperatura, a 0.5 m di profondità, variabile tra 16 e 33 °C. Tale zona di degassamento è ben delimitata da faglie ad andamento NW-SE (Chiodini et al., 2001).

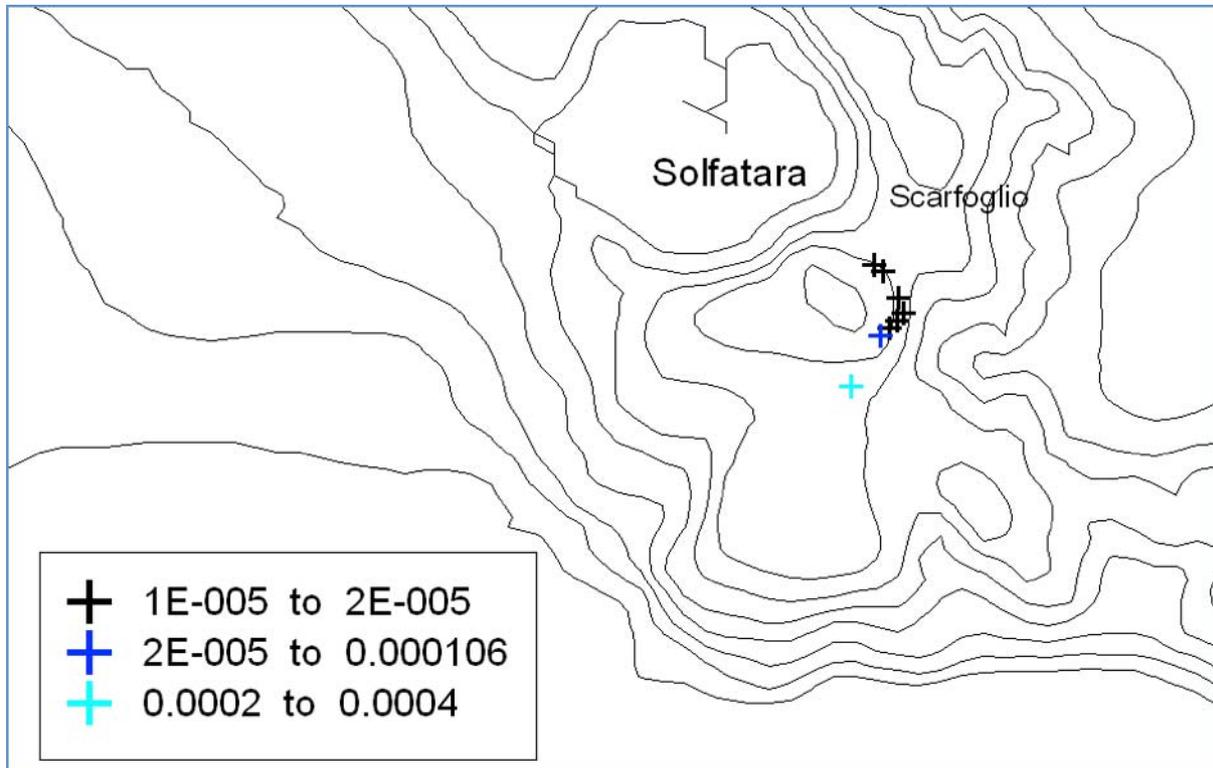


Fig. 3.3.3.1 . Punti di misura del flusso di CO₂ tra Pisciarelli e Scarfoglio (l'unità di misura è in mol m⁻²s⁻¹).

3.4 Potenzialità energetiche della risorsa geotermica

3.4.1 Area dei Campi Flegrei

Una valutazione preliminare della potenzialità energetica della risorsa geotermica nell'area di Campi Flegrei fu effettuata durante le già citate campagne di perforazione eseguite dalla joint-venture AGIP-ENEL negli anni ottanta (AGIP, 1987). Essa stimò la produttività elettrica complessiva dei pozzi dell'area di Mofete (Mofete 1, 2, 7d ed 8d) in alcune decine di MWe.

Un'ulteriore studio (Marini et al, 1993), partendo dai profili di temperatura in pozzo e dai dati geochimici dei fluidi dell'area dei Campi Flegrei ed Ischia, evidenziò la possibilità economica di sfruttamento del potenziale geotermico delle due aree. Nonostante i risultati ottenuti, per motivi politici e tecnici, nonché per lo stato di sviluppo delle tecnologie, lo sfruttamento geotermico delle due aree fu successivamente abbandonato.

Lo sviluppo in tempi recenti di nuove tecnologie di produzione di energia da fonte geotermica permette lo sfruttamento della risorsa anche nel range della media entalpia. Per tale scopo è stato riconsiderato il calcolo del potenziale geotermico dei Campi Flegrei utilizzando il classico metodo volumetrico proposto da Muffler e Cataldi (1978). Esso definisce, in primo luogo la stima analitica del calore contenuto in certo volume di roccia nella crosta ad un certa profondità. Tale volume viene suddiviso in diverse unità in base a parametri idrogeologici, geotecnici e geotermici.

Il quantitativo totale di calore geotermico contenuto in certo volume di crosta terrestre (E_t) è uguale alla somma del calore contenuto nella roccia (E_r) e dei fluidi in essa (E_w), secondo le seguenti relazioni:

$$\begin{aligned} E_r &= V_i \cdot (1 - \phi_i) \cdot \rho_{ri} \cdot C_{ri} \cdot (T_i - T_0) \\ E_w &= V_i \cdot \phi_i \cdot \rho_{wi} \cdot C_{wi} \cdot (T_i - T_0) \end{aligned} \quad \text{Equazioni 1 e 2}$$

Dove V_i e ϕ_i rappresentano rispettivamente il volume e porosità media della i-esima unità, ρ_{ri} e C_{ri} sono la densità ed il calore specifico della roccia della i-esima unità, ρ_{wi} e C_{wi} indicano la densità e il calore specifico dei fluidi contenuti nella i-esima unità, T_i è la temperatura media della i-esima unità e T_0 è la temperatura di riferimento, la quale viene fissata a 298 °K.

Ai fini delle valutazioni sulla potenzialità energetica della risorsa bisogna considerare che solo una frazione del calore di origine geotermica può essere estratto. Tale estrazione è strettamente correlata alla difficoltà di caratterizzare il serbatoio geotermico attraverso modelli numerici, pertanto la frazione di energia estraibile (E_e) può essere stimata in maniera deterministica soltanto attraverso la realizzazione dei pozzi geotermici e l'effettuazione delle relative prove di pompaggio. Dati empirici mostrano che un fattore di recupero di energia definito $R_f = E_e/E_t$ può essere adottato per ovviare a questa limitazione. In particolare, Muffler e Cataldi (1978), a seguito di una revisione degli studi di estrazione di calore in sistemi geotermici, hanno stimato che il fattore di recupero R_f varia tra 0.05 e 0.15 (5-15%) e che tale valore aumenta rispettivamente passando da sistemi geotermici ad acqua-dominante a sistemi a vapore-dominante (Dove et

al., 2010; Armstead et al., 2006). E' da notare inoltre che il metodo volumetrico considera solo lo *status quo* nel sottosuolo (Muffler e Cataldi, 1978) senza vagliare la ricarica del calore fornita da corpi magmatici localizzati a profondità maggiori. Ciò nonostante, diversi modelli numerici dei sistemi geotermici, associati a studi sperimentali, hanno mostrato che il recupero di calore durante alcune decine di anni di sfruttamento della risorsa geotermica generalmente non eccede il 10-20% del calore estratto dalla zona di stoccaggio del serbatoio geotermico (Muffler e Cataldi, 1978; Armstead et al., 2006). Poichè il metodo volumetrico considera il fattore di recupero R_f pari 5-15%, si può considerare che, in generale, un rifornimento del 10-20% della risorsa geotermica estratta può essere sufficiente per recuperare il calore estratto. Queste ipotesi sono valide fermo restando la stabilità intrinseca nel tempo del sistema geotermale.

Usando le equazioni (1) e (2) è possibile valutare il potenziale geotermico dei Campi Flegrei considerando due aree (Mofete e San Vito) per le quali i parametri fisici (temperatura, porosità, densità) e chimici (composizione dei fluidi profondi e delle inclusioni fluide) dei serbatoi geotermici profondi sono bene conosciuti (AGIP, 1987; Zamora et al., 1994; Carella et al., 1983). Nel distretto geotermico di Mofete sono stati identificati tre serbatoi geotermici così caratterizzati: 500-1000 m b.sl. con 20% vapore; 1800-2000 m con 40% vapore; 2500-2700 m probabilmente a vapore dominante. Nella definizione del potenziale geotermico dei Campi Flegrei è stata selezionata un'area di 2 Km² a Mofete. Diversamente nell'area di San Vito (pozzo SV1) è stato riconosciuto un gradiente geotermico più basso negli intervalli di profondità di 0-500 m e 100-500 m, dove è possibile ipotizzare la presenza di livelli con maggiore permeabilità sede dei serbatoi geotermici a forte circolazione di fluidi. Lo studio del potenziale geotermico di quest'area è stato limitato a circa 3 Km².

I parametri geologico-fisici utilizzati per lo studio numerico del potenziale per le aree geotermiche di Mofete e San Vito sono riportati in Tabella 4. I risultati delle applicazioni delle Eq. (1) e (2) sono mostrati in tabella 5. Per la definizione del potenziale è stato applicato un fattore di recupero energetico R_r dell'energia termica+elettrica per entrambe le aree di 0.1 il quale, da un'analisi approfondita dei dati bibliografici a livello mondiale, rappresenta un valore verosimile (Muffler e Cataldi, 1978).

	Area (m ²)		Layer thickness m (depth interval)	Volume (m ³)	Densità (kgm ⁻³)	T _i average (K)	Φ
Mofete	2·10 ⁶	1	500 (500-1000)	10 ⁹	1759	503	0.28
		2	200 (1800-2000)	0.4·10 ⁹	2459	613	0.1
		3	200 (2500-2700)	0.4·10 ⁹	2459	613	0.1
S. Vito	3·10 ⁶	4	500 (0-500)	1.5·10 ⁹	1759	351	0.3
		5	500 (100-1500)	1.5·10 ⁹	1759	411	0.25

Tabella 4. Dati tecnici e geologici per la valutazione del potenziale geotermico (da Carlino et al., 2012).

Mofete	Er layer 1 (J)	Er layer 2-3 (J)	Ew layer 1 (J)	Ew layer 2-3 (J)	Ei-tot (J)
		$2.34 \cdot 10^{17}$	$5.01 \cdot 10^{17}$	$2.40 \cdot 10^{17}$	$1.06 \cdot 10^{17}$
S. Vito	Er layer 4 (J)	Er layer 5 (J)	Ew layer 4 (J)	Ew layer 5 (J)	Ei-tot (J)
	$8.81 \cdot 10^{16}$	$2.01 \cdot 10^{17}$	$1.76 \cdot 10^{17}$	$3.12 \cdot 10^{17}$	$7.77 \cdot 10^{17}$

Tabella 5. Risultati della valutazione del potenziale (termico+elettrico) per le aree di Mofete e S.Vito (da Carlino et al., 2012).

Il contenuto totale di energia nei serbatoi geotermici nell'area investigata di Mofete è uguale a 1.08×10^{17} J. Diversamente, il contenuto in energia dell'area di San Vito è di 7.8×10^{17} J.

In generale, l'energia termica totale stimata non è tutta trasformabile in energia elettrica. In generale viene posto un limite di temperatura pari a 130°C , per stimare verosimilmente la convenienza economica nella produzione di energia elettrica [Bono, 1981].

3.4.2 Area del progetto pilota

Per quanto concerne le caratteristiche dei fluidi geotermali, delle temperature e delle pressioni attese in fase esplorativa si prevedono i seguenti valori medi, che possono essere considerati di riferimento nella progettazione dell'impianto pilota:

Temperatura acqua a testa pozzo: min 150°C , max 250°C ;

Portata media pozzo: 55 kgs^{-1}

Calore specifico del fluido geotermale: $3 \text{ kJkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ (con $T=180^{\circ}\text{C}$)

Densità: 1.08 kg l^{-1} (con $T=180^{\circ}\text{C}$)

Salinità: 30.000 ppm di TDS nel reservoir ($T=247^{\circ}\text{C}$ e profondità di 500-900m)

Percentuale vapore: 30-40%

Incondensabili: <2% in peso

Pressione a testa pozzo: 8 bar.

In considerazione dei dati e delle ipotesi riportate, risulta evidente che le temperature utili ai fini della produzione di energia elettrica si rinvergono mediamente a profondità di circa 1km. Tuttavia, localmente i fenomeni di advezione dei fluidi caldi possono generare la risalita della isoterma di 150°C ad alcune centinaia di metri di profondità. Un esempio è caratterizzato dai pozzi di Mofete (nel settore ovest della caldera) dove fu individuato, tra 500m e 1000m di profondità,

un livello produttivo, con temperature massime di 250°C (AGIP. 1987). Sebbene le aree individuate si trovino distanti dai pozzi di S.Vito e Mofete, dove esistono dati attendibili sulle temperature e le tipologie dei fluidi, da un punto di vista geologico e strutturale queste aree si trovano in un contesto tale da fare ipotizzare condizioni termodinamiche simili a quelle rinvenute nei suddetti pozzi. Questa ipotesi è avvalorata dalla presenza, in particolare nella zona di Agnano, di gradienti di temperatura elevati, come riscontrato nel pozzo CF23 e di sorgenti mineralizzate, in superficie, di tipo salso-alcaline-bicarbonato-solfurea e bromiodica ipertermali, con temperature massime di 80°C. Come vedremo in seguito nella simulazione di estrazione dei fluidi si considera un range di profondità della zona di estrazione tra 500m e 1000m, in modo da evidenziare la risposta del sistema geotermale anche nelle zone di possibile risalita delle isoterme produttive e dei fluidi caldi.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



4. Potenziali interferenze delle attività geotermiche in progetto

In questa sezione conclusiva si analizzano le potenziali interferenze del progetto pilota con i sistemi vulcanici, sismici e idrotermali dell'area, oltre che con la stessa risorsa geotermica. Preliminarmente si riportano, però, alcuni elementi di riferimento utili a comprendere la situazione attuale dell'area dei Campi Flegrei in relazione a tali sistemi, e in particolare all'eventuale livello di pericolosità associato agli stessi.

4.1 Livello attuale di pericolosità nell'area dei Campi Flegrei

I livelli di attribuzione dello stato di pericolosità dei Campi Flegrei sono definiti in base ai dati registrati dalle reti di sorveglianza geofisica e geochimica dell'Osservatorio Vesuviano e in base all'interpretazione scientifica di tali dati in termini di dinamica vulcanica.

Attualmente i Campi Flegrei sono al livello di "attenzione". Il passaggio dal livello base a quello di "attenzione" è stato eseguito sulla scorta dell'incremento della velocità del sollevamento del suolo registrato dalle reti GPS a partire dal 2011. Il sollevamento, che, come già visto, è il primo significativo in termini quantitativi dopo la crisi del 1982-84, è iniziato tra il 2005 ed il 2006 (figura 4.1.1.1), mentre l'aumento del *rate* di sollevamento è stato registrato a partire dal 2011. Questa fase di unrest vulcanico ha interrotto un periodo di generale tendenza alla subsidenza del suolo, tipicamente associata a una bassa pericolosità vulcanica, con il sollevamento di 25 cm registrato dal 2006 fino alla metà del 2013, e, quindi, ha determinato la scelta del passaggio al livello di "attenzione". Questo passaggio definisce, infatti, il momento in cui i segnali registrati dalle reti di sorveglianza (sismicità, deformazione del suolo, variazione dei gas fumarolici, etc.) si discostano significativamente da quelli del livello di base. In particolare, il sollevamento è stato associato ad una sporadica sismicità di bassa energia, verificatasi a sciami (figura 4.1.1.2), con magnitudo generalmente inferiore a 1,0.

La pericolosità eruttiva associata al livello di "attenzione" è estremamente bassa. Non si registrano a tutt'oggi segnali che possano ricondursi a una dinamica magmatica superficiale. Dalla metà del 2013 il sollevamento sembra continuare con un tasso non elevato, e non essendosi, a tutt'oggi (settembre 2014), registrata un'inversione del moto del suolo il livello di pericolosità rimane ancora su "attenzione".

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com





Fig. 4.1.1.1. Movimenti del suolo registrati alla stazione GPS di Rione Terra di Pozzuoli (ov.ingv.it).

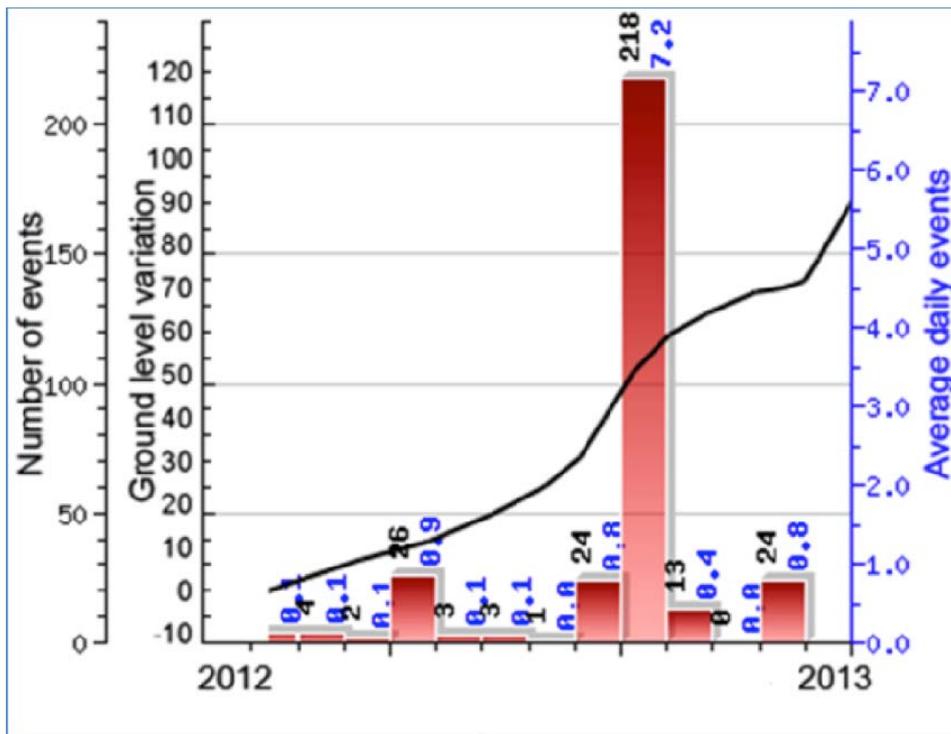


Fig. 4.1.1.2. Sismicità associata al sollevamento a partire dal 2012. Sono mostrati il numero di terremoti mensili (in neretto) ed il tasso medio di accadimento giornaliero (in blu). La linea nera indica il sollevamento in millimetri (ov.ingv.it).

4.2 Interferenze di tipo sismico

E' noto che l'attività di estrazione dei fluidi geotermali produce perturbazioni, in particolare in termini di pressione e temperatura, dei reservoir geotermici.

L'attività sismica associata alle applicazioni geotermiche, che è tipicamente di bassa energia ($M \leq 3$), è la risultante di differenti effetti, come l'iniezione e l'estrazione di fluidi che producono variazioni dello stress statico, sia per l'effetto della pressione di poro che per l'effetto dello stress termico.

Nel caso più tipico la variazione della pressione di poro diminuisce l'attrito interno delle rocce lungo i piani di frattura, in particolare attraverso due meccanismi principali. Nel primo, certamente il più diretto ed immediato, si verifica una riduzione dello stress normale pari allo stress idrostatico, risultando in una variazione dello stress effettivo, ad una determinata profondità, che può favorire lo scorrimento tra superfici di faglia. Il secondo meccanismo, meno importante e con effetti su tempi più lunghi è di tipo chimico; a livello molecolare l'interazione tra la molecola dipolo dell'acqua ed i minerali presenti nelle rocce, così come l'interazione con soluti acidi, può generare fenomeni di alterazione fisica e meccanica delle rocce, diminuendone la resistenza a taglio.

La sismicità associata all'estrazione dei fluidi è tipicamente dipendente dal volume di roccia da cui il fluido viene estratto e dalla portata del fluido estratto: maggiori sono questi ultimi, più elevata può essere la sismicità, sia in termini di numero di terremoti che di magnitudo. La rimozione di fluido geotermico può promuovere una variazione dello stress in situ abbassando la pressione di poro in determinate aree e riorientando la direzione dello stress principale. Se opportunamente orientato, rispetto a sistemi di faglie preesistenti, il cambiamento della direzione dello stress associato alla variazione di pressione di poro può determinare lo scorrimento delle superfici di faglia e dunque la sismicità. Inoltre, la sottrazione di fluidi causa, specialmente in presenza di marcate eterogeneità strutturali, la generazione di sforzi di taglio che possono innescare fratture sismiche.

Tipicamente la sismicità associata al funzionamento di impianti tradizionali è poco frequente e di bassa energia, e può essere registrata solo con una opportuna configurazione di una rete sismica che ottimizzi al massimo sia la copertura azimutale che il livello segnale/rumore. Un esempio calzante è dato dall'area di Larderello, nella quale malgrado l'emungimento di fluidi geotermici (senza re-iniezione) duri da più di 100 anni con altissime portate, non si è mai verificata sismicità indotta di qualche rilievo. Per quanto concerne la reiniezione, questa può avvenire sia in condizioni di pressione simili a quelle della zona di reiniezione che con pressioni superiori. Tale condizione è fortemente dipendente dalla permeabilità e dalla trasmissività idraulica del mezzo. Un caso particolare, spesso citato impropriamente nell'utilizzo più tradizionale delle fonti geotermiche, è quello degli impianti EGS (Enhanced Geothermal Systems) che con la tecnica dell'idro-fratturazione incrementano il grado di permeabilità dei serbatoi, ottimizzando così al massimo l'estrazione del fluido. Si tratta di una tecnica che utilizza pozzi di iniezione di fluidi (tipicamente acqua) ad alta pressione, generalmente tra 2MPa e 40MPa (20bar- 400bar), producendo così fratture nella roccia e sismicità. In tal caso la sismicità può essere significativa, con magnitudo superiori alla soglia di avvertibilità e talvolta con magnitudo tali

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



da generare danni, seppur contenuti, alle strutture immobili (vedi i casi di EGS di Soultz-sous-Forêt e Basel). Si deve peraltro tenere conto che tali tecniche non sono ammesse in Italia e che pertanto non verranno applicate nel progetto “Scafoglio”.

Le premesse fatte sono utili a comprendere le possibili interazioni che l'impianto di Scarfoglio può avere con il livello di sismicità dell'area dei Campi Flegrei.

Le variazioni di pressione indotte dall'emungimento e dalla reiniezione per l'impianto in oggetto (si vedano nel paragrafo 4.3 le simulazioni ottenute con TOUGH2®) non eccedono i 30 bar. Sebbene questo sia un valore di poco superiore alle soglie critiche, tale variazione è confinata in volumi estremamente piccoli, che possono certamente considerarsi non sismogenetici, localizzati in asse con i pozzi e nel loro tratto terminale. D'altra parte, l'aumento a regime della pressione nei pozzi di re-iniezione può essere contenuto entro valori bassi a piacere, dipendendo dal numero dei pozzi in funzione della loro permeabilità. In particolare, bisogna comunque notare che i valori teorici di permeabilità usati nelle simulazioni menzionate sono molto maggiori (di circa un ordine di grandezza, in media) rispetto alla permeabilità misurata con precisione negli esperimenti effettuati nel pozzo CFDDP di Bagnoli ($P=4 \times 10^{-14} \text{ m}^2$). I valori di soglia sono ovviamente teorici; ciò significa che al di sotto di essi non si registra sismicità significativa e che al di sopra di tali valori potrebbe registrarsi attività sismica.

Le condizioni geologiche e tettoniche dell'area possono, in particolare, fortemente condizionare il comportamento delle rocce sottoposte al campo di stress. Va in tal senso considerato che la sismicità naturale dei Campi Flegrei è tipicamente di bassa energia ($M < 1.0$) e che i volumi sismogenetici potenziali sono in ogni caso contenuti, specie per la presenza di una transizione fragile-duttile, entro una profondità limite di circa 4 km, dove le temperature elevate non consentono più la rottura fragile delle rocce. La sismicità con $M > 1$ normalmente avviene, inoltre, a profondità minima notevolmente superiore ad 1 km; gli strati superficiali sono dunque sostanzialmente asismici oppure soggetti semmai ad eventi di bassa magnitudo (strumentali) probabilmente provocati da piccole esplosioni nella falda superficiale.

Le pressioni di reiniezione tuttavia possono essere modulate, a seconda della permeabilità dello strato in cui si reinietta il fluido. Ad esempio, l'individuazione di strati a più elevata permeabilità potrebbe consentire la reiniezione totale del fluido a pressioni inferiori rispetto a quelle ottenute nelle simulazioni (al disotto della soglia teorica per la sismicità indotta). In ogni caso, l'installazione di una rete di monitoraggio sismico ad hoc, con la trasmissione in remoto del dato, potrà fornire utili informazioni sullo strato di stress delle rocce e definire eventuali soglie di superamento dello strato critico delle rocce in relazione alla estrazione e reiniezione dei fluidi geotermici. Ciò consente di ridurre al minimo il rischio correlato ad eventuale sismicità indotta (su questi argomenti si torna comunque alla fine del paragrafo 4.5).

4.3 Interferenze con l'attività vulcanica

Non esiste, ad oggi, alcuna osservazione o modello teorico consolidato che implichi qualche relazione tra attività geotermica ed attività eruttiva in un'area vulcanica. Comunque, in linea teorica, poiché l'attività geotermica sottrae energia al sistema vulcanico, potrebbe semmai essere considerata stabilizzante, allontanandola dal punto critico (eruzione).

4.4 Interferenze con il sistema idrotermale per scopi turistici e ricreativi

Per questo punto si rimanda al paragrafo successivo e in particolare alle simulazioni effettuate con riferimento alle variazioni di pressione e temperatura indotte dalle attività di estrazione e reiniezione dei fluidi geotermici. Si anticipa comunque che nessun effetto significativo è stato evidenziato al riguardo.

4.5 Interferenze con la risorsa geotermica

L'attività di sfruttamento geotermico è tipicamente associata a variazioni termodinamiche degli acquiferi produttivi in termini di temperatura, pressione e flussi (quantità e direzione). Tali variazioni possono essere modellate con opportuni software numerici, ma è necessario avere alla base un robusto modello geologico le cui condizioni iniziali siano ben definite, quantitativamente, dai dati raccolti sul campo, in superficie e in profondità (va comunque evidenziato che la sostenibilità della risorsa può essere verificata realmente solo all'atto della produzione).

La complessità geologica dell'area e la scarsità di dati nel sito in esame (in particolare stratigrafia profonda e permeabilità), rendono più difficile valutare il possibile depauperamento della risorsa e le interferenze con la dinamica dell'area, attraverso simulazioni numeriche. Estrapolando i dati di permeabilità, temperatura e flussi misurati da prove dirette in zone limitrofe all'area di interesse (Solfatara, Mofete, San Vito, Agnano, Bagnoli) è possibile ottenere un modello geologico di partenza sulla base del quale vengono eseguite simulazioni numeriche delle variazioni termodinamiche del sistema geotermale a seguito di estrazione e reiniezione dei fluidi. Si ribadisce che il modello geologico di partenza è di tipo concettuale, essendo state assunte condizioni del sistema geotermale del sito in oggetto simili a quelle di aree limitrofe, e quindi non appurate con certezza. Un successivo approfondimento potrà definire meglio la caratterizzazione del serbatoio geotermico, per quanto concerne la sua volumetria.

Per le valutazioni in oggetto è cautelativo porsi nelle condizioni più conservative possibili, considerando portate massime di 55 ls^{-1} e temperature del reservoir comprese tra 250°C e 300°C (Tabella 1). In queste condizioni, e considerando i valori minimi di temperatura, è ragionevole ipotizzare la necessità di 3 pozzi di emungimento, mentre per la reiniezione si possono considerare, in via preventiva, 2 pozzi. Le variazioni termodinamiche prodotte da una simile configurazione possono essere così determinate, una volta stabilito un modello geologico dell'area. Nel nostro caso, riprendendo i dati

riportati nei lavori dell'AGIP (1987) è possibile stabilire un modello di permeabilità dei vari acquiferi ed il processo di trasporto del calore associato (Tabella 2). Come detto in precedenza, si assume che questo modello sia valido anche per il settore in esame, anche se mancano dati misurati a suffragio di tale ipotesi.

	Depth range (m)	Reservoir temp. (°C)	Well head temp. (°C)	Non-condensable gases (weight %)	Well head pressure (MPa)	Vapor (%)	Flow rate ls ⁻¹	TDS gl ⁻¹	Enthalpy kJkg ⁻¹
Aquifer 1	500-1000	250	180	~2	~0.8	20	55	~30	1100
Aquifer 2	1800-2000	300	230	~2	n.a.	40	20	~70	1600

Tabella 4.5.1.

Profondità acquiferi (m)	Permeabilità (m2)*	Principale meccanismo trasporto calore
0-500	10 ⁻¹⁵	Advezione
500-1000 (Acquifero 1)	10 ⁻¹⁴	Advezione
1000-1400	10 ⁻¹⁸	Conduzione
1400-1800	10 ⁻¹⁷	Conduzione-Advezione
1800-2000 (Acquifero 2)	10 ⁻¹⁵	Advezione
2000-3000	10 ⁻¹⁸	Conduzione

Tabella 4.5.2.

Utilizzando il codice numerico TOUGH2 sono state quindi eseguite diverse simulazioni numeriche di estrazione e reiniezione dei fluidi (per un tempo di 10, 30 e 60 anni) per la produzione di 5MWe (temperatura minima a bocca pozzo ~160°C), con target dei pozzi a 1km di profondità, assumendo che il reservoir produttivo (Aquifer 1 in tabella 1 e 2) sia localizzato tra 500 e 1000 m di profondità.

Le soluzioni numeriche tengono conto della risoluzione, su volumi finiti (mesh discretizzate), delle equazioni per il bilancio di massa ed energia. Il reservoir è modellato come un semispazio poroso e fratturato, con volume pari a 150km³, porosità media di 0.2 e densità media delle rocce pari a 2400kgm⁻³. All'interno di questo volume è fatta circolare una soluzione satura di acqua e vapore, che mantiene un equilibrio termico con le rocce circostanti.

In primo luogo è stata simulata la distanza minima alla quale i pozzi (sia quelli di emungimento che di reiniezione) devono essere tra loro posizionati (a fondo pozzo) per ridurre l'interferenza reciproca in termini di pressioni e temperature (figure 4.5.1 a, b, c per le variazioni di pressione). Tale distanza dovrebbe essere non inferiore ad 800 m,

per ottenere variazioni il più possibile sostenibili ai fini della produzione. In figura 4.5.2. è mostrato l'esempio di variazione di temperatura dopo 30 anni di produzione.

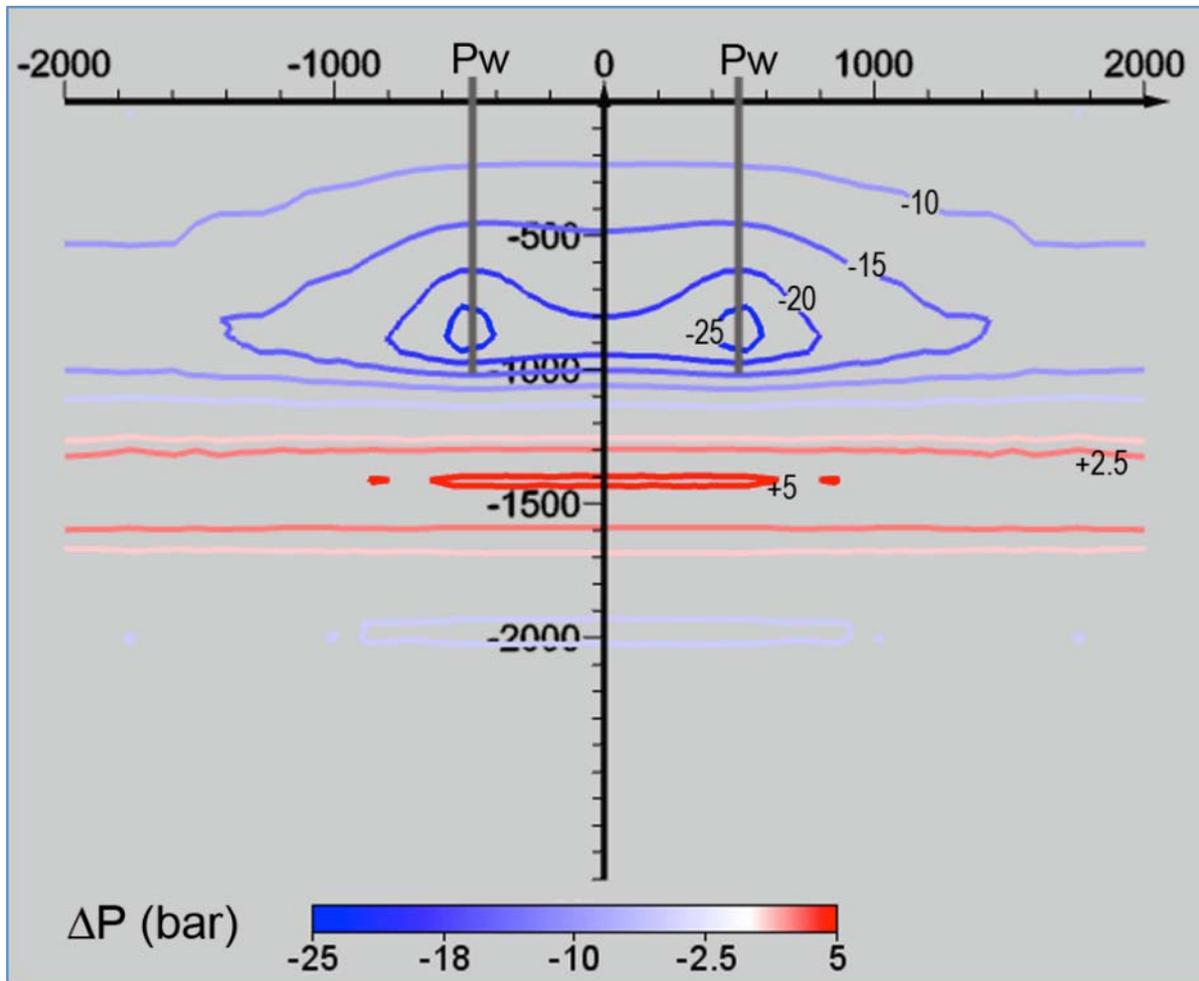


Fig. 4.5.1.a. Variazione di pressione (in bar) a seguito di emungimento di 55l/sec per 10 anni da n°2 pozzi posti a distanza reciproca di 1000m. Il campo massimo di variazione, pari a 25bar, è limitato ad un piccolo volume in corrispondenza della sezione finale dei pozzi.

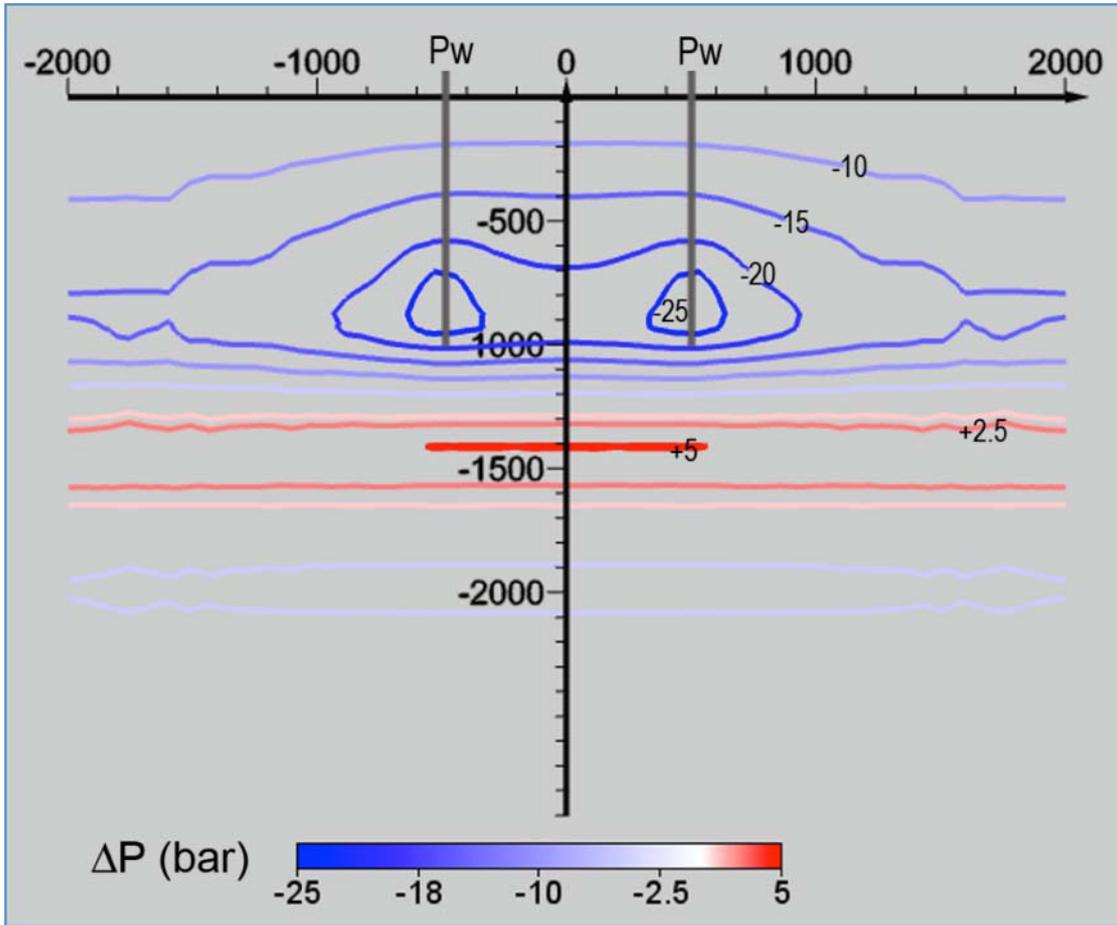


Fig. 4.5.1.b. Variazione di pressione (in bar) a seguito di emungimento di 55l/sec per 20 anni da n°2 pozzi posti a distanza reciproca di 1000m. Si nota l'allargamento del campo di variazione massima di pressione, pur sempre limitato ad un piccolo volume.

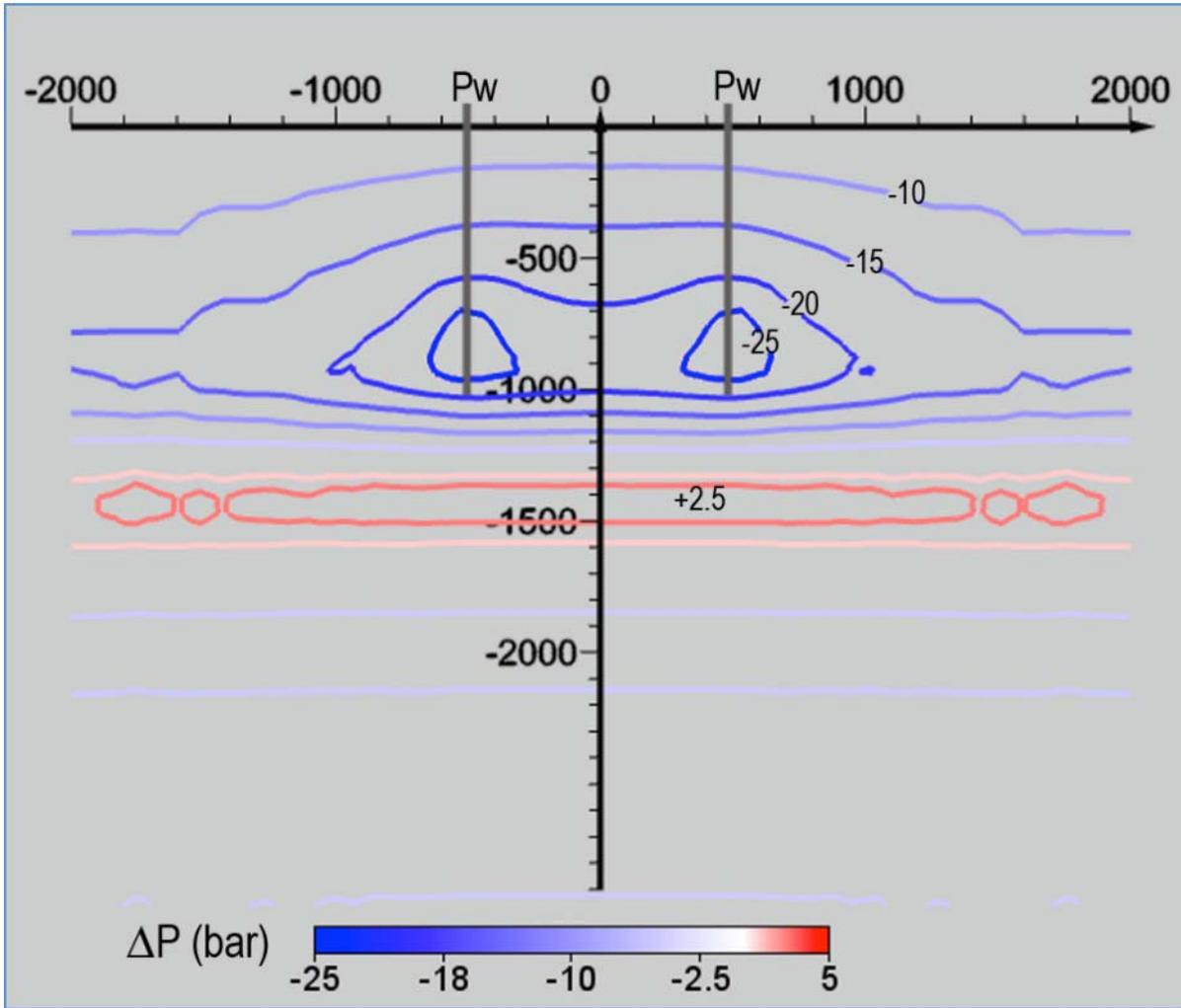


Fig. 4.5.1.c. Variazione di pressione (in bar) a seguito di emungimento di 55l/sec per 60 anni da n°2 pozzi posti a distanza reciproca di 1000 m.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracentre.com - info@amracentre.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuena, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracentre.com

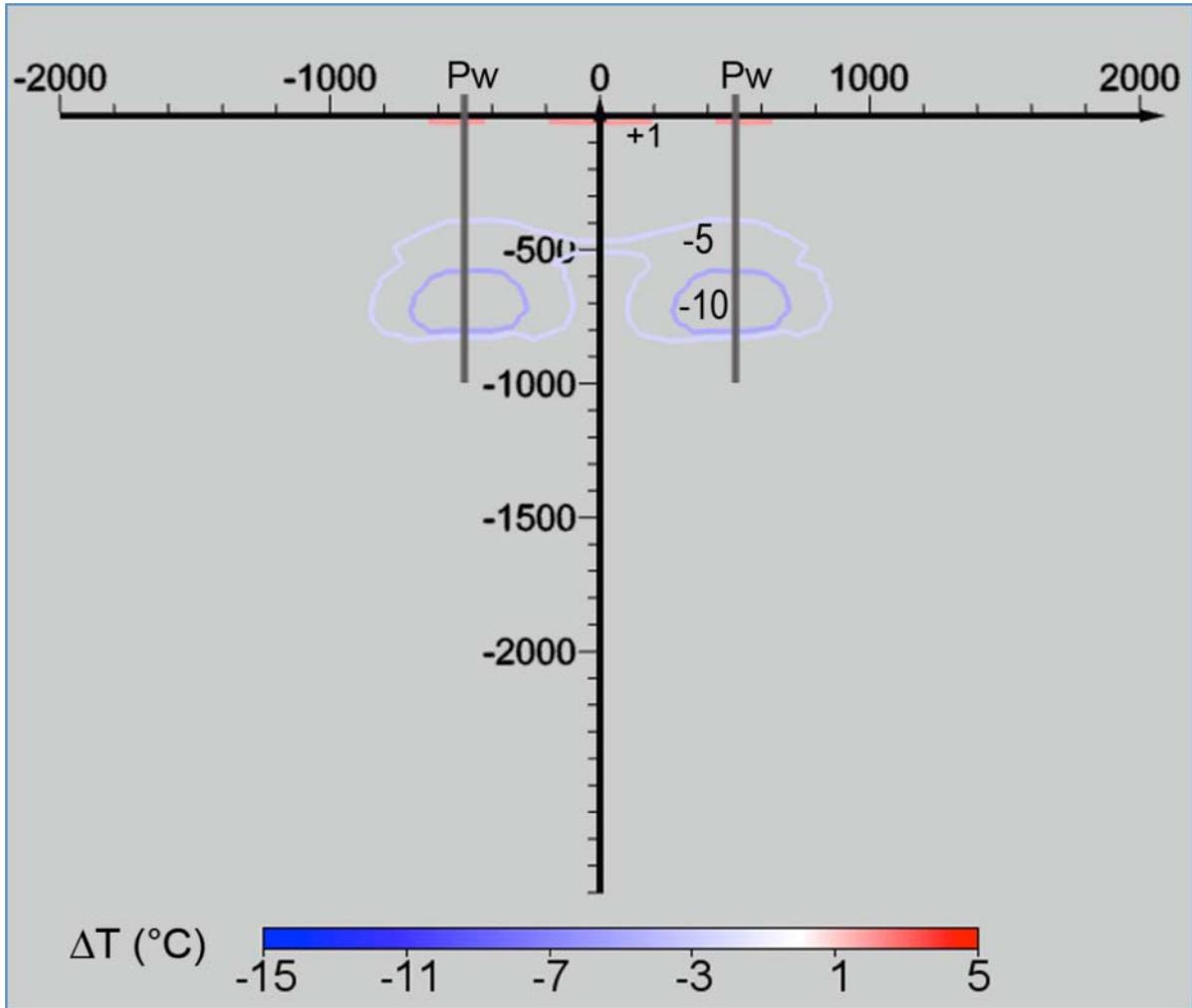


Fig. 4.5.2. Variazioni di temperatura per emungimento di 55l/sec per 30 anni. Si nota che l'interferenza tra due pozzi è trascurabile e che la massima variazione di temperatura (circa 10°C) è limitata ad un piccolo volume intorno al pozzo.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracent.com - info@amracent.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracent.com



Nel passo successivo è stata considerata anche la reiniezione, in modo da valutare il campo totale di variazioni e determinare anche il possibile numero di pozzi di reiniezione compatibili, in particolare, con le variazioni di pressione prodotte dalla reimmissione dei fluidi nel serbatoio (figura 4.5.3).

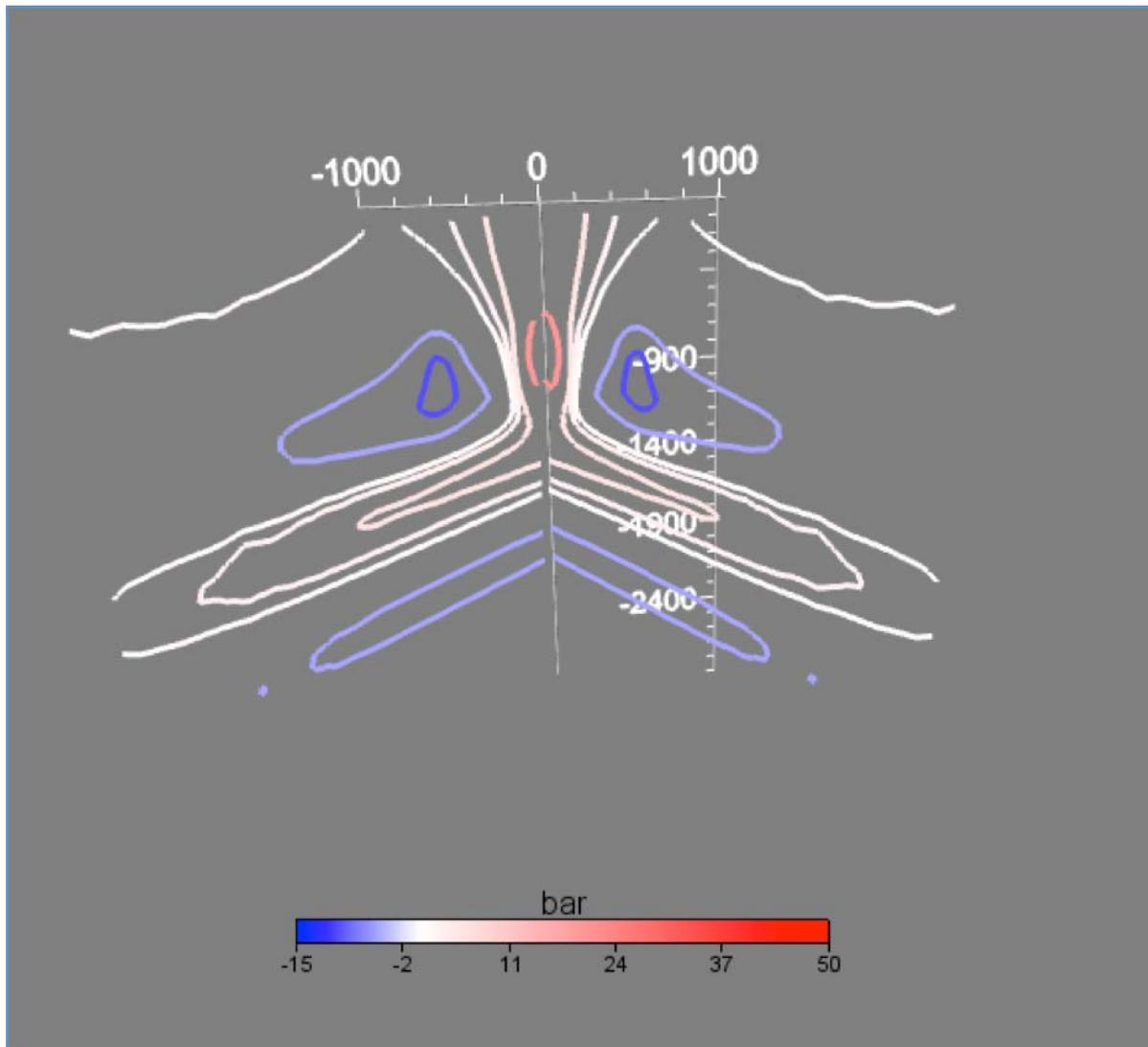


Fig. 4.5.3. Variazione di pressione determinata dall'emungimento di n°2 pozzi (55 l/sec) e dalla reiniezione della stessa quantità di fluido (110l/sec) in n°1 pozzo (dopo 30 anni). Le variazioni negative massime di pressione (nella zona di produzione) sono dell'ordine dei 20bar. Variazioni positive (zona di reiniezione) massime di circa 30 bar si individuano attorno al pozzo di reiniezione. Anche in questo caso le variazioni sono contenute in piccoli volumi di roccia.

In generale dalle simulazioni si evince che le variazioni sostanziali di temperatura e pressione sono confinate in volumi poco estesi intorno all'asse pozzo e che tali variazioni divengono poco significative a distanza di circa 500m dall'asse.

In superficie non si evidenzia, inoltre, alcuna interferenza con gli acquiferi generalmente utilizzati come approvvigionamento primario per il termalismo turismo e ricreativo.

Anche le variazioni del campo di pressione sono significative (ovvero sopra la soglia teorica per generare sismicità indotta) soltanto in volumi molto ridotti, che difficilmente possono dar luogo a terremoti significativi. Considerata infatti sia la discontinuità strutturale che l'elevato livello di fratturazione dell'area, specie nei primi 2km di profondità, è estremamente improbabile che possano localizzarsi faglie sismogenetiche che coinvolgano l'interno volume interessato dalle maggiori variazioni di pressione. Tuttavia, nell'ipotesi che ciò possa comunque verificarsi è possibile fare una stima generica del terremoto massimo che può essere indotto, in funzione delle superfici di faglia massime che potrebbero localizzarsi all'interno di tali volumi. Tale stima viene eseguita utilizzando la relazione empirica tra magnitudo momento e superficie di rottura dei terremoti (Wells and Coppersmith, 1994). Dalla simulazione riportata in figura 4.5.3 emerge che per una soglia di criticità di 20 bar la sismicità indotta potrebbe generarsi solo nella zona di reiniezione. In questa zona la superficie di faglia massima contenuta all'interno del volume dove si registrano valori di pressione superiori a tale soglia è pari a circa 0,02km². Per una superficie di rottura di queste dimensioni il terremoto massimo atteso avrebbe una magnitudo pari a circa 2,5 (Soglia 1 in figura 4.5.4). Volendo porsi in condizioni ulteriormente peggiori, ed ancora meno probabili del caso precedente, si possono considerare, in luogo dei valori di soglia teorici, quelli massimi effettivi, sebbene al di sotto della soglia stessa, che si ottengono dalle simulazioni e che riguardano anche le zone intorno ai pozzi di emungimento. In tali zone, ad esempio, variazioni massime, superiori a 2 bar, si verificano all'interno di volumi di roccia che possono contenere superfici di faglia massime pari a 0,125km². Per tali superfici il terremoto massimo atteso avrebbe una magnitudo di circa 3.2 (Soglia 2, figura 4.5.4). Per i Campi Flegrei, date le osservazioni che il rilascio di stress durante i terremoti è molto più basso di quello usuale delle aree tettoniche (De Natale ed al., 1988), a parità di superficie la magnitudo-momento massima dovrebbe essere notevolmente minore. Anche questi calcoli trascurano però l'osservazione più generale, supportata dall'esperienza di circa 40 anni di fenomeni bradisismici, che gli strati più superficiali (almeno i primi 1-2 km) sono sostanzialmente asismici. E' questo il vantaggio più evidente di un'area che, avendo un altissimo gradiente geotermico, permette anche per la produzione elettrica di poter operare entro profondità estremamente basse con alti rendimenti. In definitiva, quanto riportato evidenzia che per le condizioni geologiche e tettoniche del sito ed in considerazione delle variazioni di pressione che si ottengono dalle simulazioni, risulta estremamente improbabile che possano innescarsi terremoti indotti di magnitudo significativa e comunque maggiore di quella strumentale.

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
esquina planta baja oficina 2,
diagonal a puente de los sagrados corazones
cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
amraecuador@amracenter.com



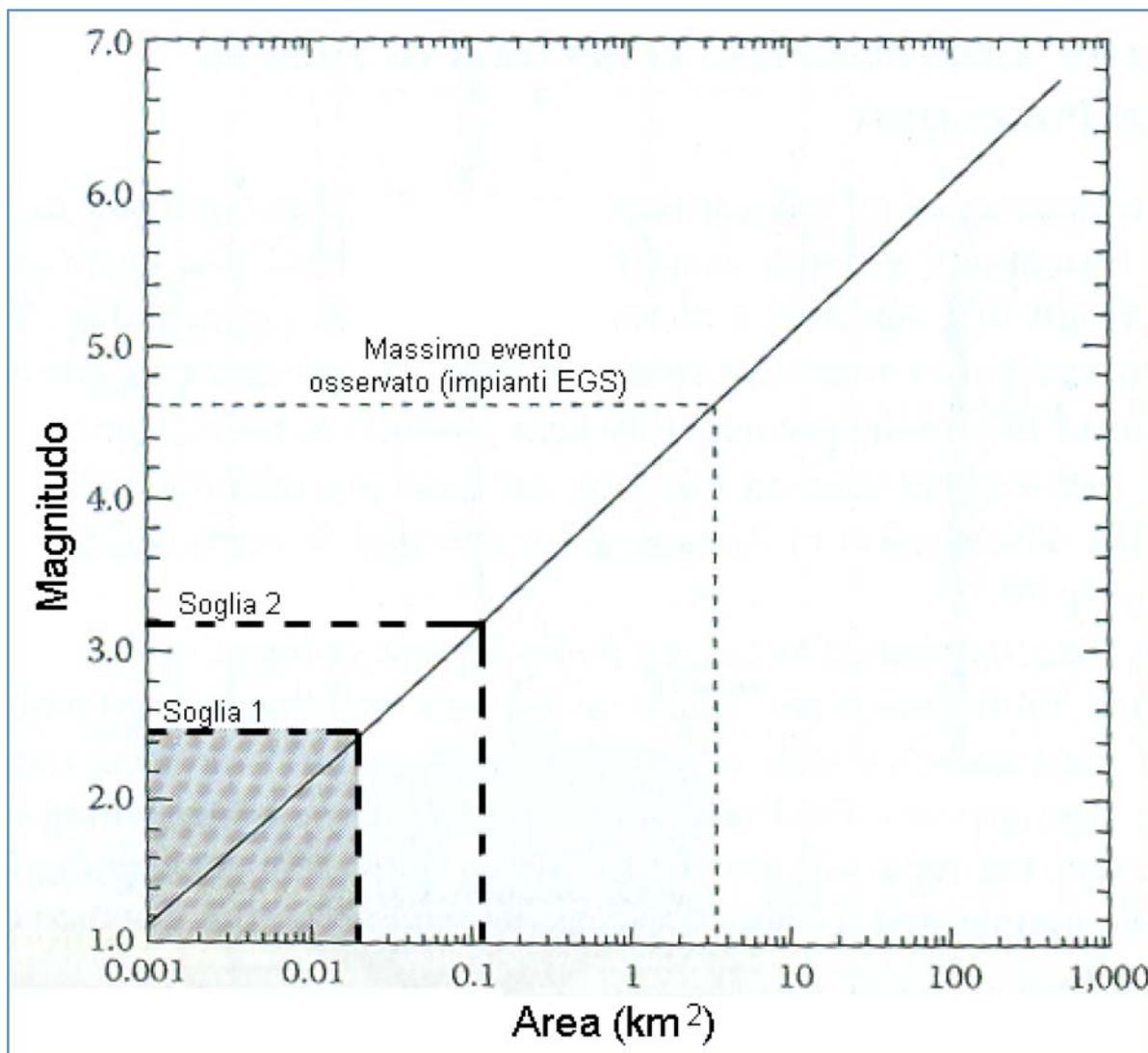


Fig. 4.5.4. Relazione empirica tra magnitudo ed area di rottura (Wells and Coppersmith, 1994). La zona ombreggiata rappresenta la regione in cui ricadono gran parte dei terremoti e della microsismicità associata ad attività geotermica. Le soglie 1 e 2 rappresentano i massimi terremoti attesi ai Campi Flegrei a seguito di attività geotermica per la condizione in cui ci sia la massima estensione areale di faglie all'interno dei volumi di roccia in cui si verificano le massime variazioni di pressione. Tale condizione è tuttavia estremamente improbabile ai Campi Flegrei e può considerarsi come il caso peggiore ed estremamente cautelativo ai fini del rischio da sismicità indotta. Nel grafico viene anche riportato il terremoto massimo registrato nel corso di attività di estrazione del fluido geotermico associato a fratturazione idraulica (impianti EGS).

sede legale
amra s.c.a r.l.

11 nuova agnano, 80125 napoli - italia
 ph.+ 39 081 7685125 - fax +39 081 7685144
 c.f./p.iva 05155871212 - r.e.a. 736687
 capitale sociale: 9.000.000,00 i.v.
 www.amracenter.com - info@amracenter.com

sede ecuador
amra

av. doce de abril y el oro
 esquina planta baja oficina 2,
 diagonal a puente de los sagrados corazones
 cuenca, ecuador - ruc 0190363376001
 amraecuador@amracenter.com



certificati n. 15972/07/IS - n. 20966/10/S

Bibliografia

AGIP, Geologia e geofisica del sistema geotermico dei Campi Flegrei, (1987). Technical report. Settore Esplor e Ric Geoterm-Metodol per l'Esplor Geotermica, San Donato Milanese Italy, 1-23.

Alessio M., Bella F., Improta F., Belluomini G., Cortesi C., Turi B. (1971). *University of Rome Carbon-14 dates IX - Radiocarbon* 13, 395-411.

Alessio M., Bella F. Belluomini, G. Calderoni, G. Cortesi, C. Fornaseri, Franco M., Improta E., Scherillo F., and Turi A., B. (1971). Datazioni col metodo del C-14 di carboni e livelli, humificati (paleosuoli) intercalati nelle formazioni piroclastiche dei Campi Flegrei (Napoli). *Rend. Soc. It. Minerai. Petrol.* 27/11:305.

Armienti P., Barberi F., Bizouard H. , Clocchiatti R. , Innocenti F. , Metrich N. , Barberi F., Cassano E., La Torre P., and Sbrana A., (1991). Structural evolution of Campi Flegrei cadera inlight of volcanological and geophysicaJ data. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 48:33-49.

Boivin P., Bourdier J.L., Camus G., De Goer De Herve A., Gourgaud A. , Kieffer G. , Mergoïl J. , Vincent P.M. , and Auby R., (1982). Influence de la Nature des Magmas sur l'Activitè Phreatomagmatique: Approche Volcanologique et Thermodynamique. *BuU. Volc.*, 45/1: 25-39.

Bono P., Valutazione preliminare del potenziale geotermico della regione laziale.(1981) *Geol. Rom.* 2 .

Breislak S., (1792). Essais mineralogiques sur la Solfatare de Pouzzole; Part 3, Observations sur l'exterieur du Cratere de la Solfatare. Napoli, Giacci, pp. 170-177.

Breislak S., (1798). Topografia fisica della Campania, Brazzini, Firenze 368 pp.

Bruni P., Chelini W., Sbrana A., Verdiani G., (1985). Deep exploration of the S. Vito area, Pozzuoli, Naples: Well S. Vito 1, Proc. Intern. Seminar Results Eur. Community Geotherm. Energy Res., 3, 390-406.

Bruno P.P.G., Ricciardi G.P., Petrillo Z., Di Fiore V., Troiano A., and Chiodini G., (2007). Geophysical and hydrogeological experiments from a shallow hydrothermal system at Solfatara Volcano, Campi Flegrei, Italy: Response to caldera unrest. *J. Geoph. Res.*, Vol. 112, B06201, doi:10.1029/2006JB004383.

Celico P., (1988). *Prospezioni Idrogeologiche II*, Liguori Ed.

Caliro S., Chiodini G., Moretti R., Avino R., Granieria D., Russo M., Fiebig J., (2007). The origin of the fumaroles of La Solfatara (Campi Flegrei, South Italy). *Geochimica et Cosmochimica Acta*; 71 Issue 12: 3040-3055.

Carella R., Giglielminetti M., Verdiano G., (1986). *Attività dell'AGIP nel campo dell'energia geotermica in Italia*. Convegno della Federelerrica, Padova 10 Aprile.

Carlino S., Somma R., De Natale G., Troise C., (2012). The geothermal exploration of Campanian volcanoes: historical review and future development. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 16, pp. 1004-1030 DOI information: 10.1016/j.rser.2011.09.023.

Cas R.A. , and Wright J. V. , (1987). *Volcanic Successions*. Allen & Unwin, London.

Castany G., (1985). *Idrogeologia: principi e metodi*, Flaccovio Ed.

Chiodini G., Cioni R., Magro G., Marini L., Panichi C., Raco B., Russo M. (1997) – *Chemical and isotopic variation of Bocca Grande fumarole (Solfatara volcano, Phlegrean Fields)* – *Acta Vulcanologica*, 8, 228-232.

Chiodini G., and Marini L., (1998). Hydrothermal gas equilibria: The H₂O-H₂-CO₂-CO-CH₄ system, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 2673– 2687.

Chiodini G., Frondini F., Cardellini C., Granieri D., Marini L., and Ventura G., (2001). CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy, *J. Geophys. Res.*, 106, 16,213–16,221.

Chiodini G., Todesco M., Caliro S., Del Gaudio C., Macedonio G., and Russo M., (2003). Magma degassing as a trigger of bradyseismic events: The case of Phlegrean Fields (Italy), *Geophys. Res. Lett.*, 30(8), 1434, doi:10.1029/2002GL016790.

Cinque A. , Rolandi G. , and Zamparelli V. , (1985). L'estensione dei depositi marini olocenici nei Campi Flegrei in relazione alla vulcano-tettonica. Boll. Soc. Geol. It., 104:327-348.

Cioni R., Corazza E., and Marini L., (1984). The gas/steam ratio as indicator of heat transfer at the Solfatara fumaroles, Phlegraean Fields (Italy). Bull. Volcanol., 47: 295-302.

Civetta L., Innocenti F., Sbrana A., Taddeucci G., (1988). Variazioni petrografiche e geochemiche nei prodotti di Avemo. Implicazioni sulla zonatura del sistema di alimentazione. Boll. Gruppo Nazionale Vulcanologia, 201-217.

Da Toledo P.G., (1539). Ragionamento del terremoto del Monte Nuovo, del aprimento di terra in Pozzuolo, nell'anno 1538, e della significatione d'essi.

De Lorenzo G., (1905). I crateri di Miseno nei Campi Flegrei. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. , Napoli, serie 2, num.1,13: 1-25.

De Lorenzo G., (1907). Il Cratere di Nisida nei Campi Flegrei. Atti. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, serie 2, num. I, 13: 1-14.

De Lorenzo G., and Riva C., (1900). Il cratere di Vi vara nelle isole flegree. Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, serie 2, num. 8, II:1-59.

De Lorenzo G., and Riva C., (1902). Il cratere di Astroni nei Campi Flegrei. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, serie 2, num. 8, II: 1-87.

De Lorenzo G., (1904a). The History of volcanic action in the Phlegraean Fields. Quart. J. Geol. Soc., 9.

De Lorenzo G., (1904b). L'attività vulcanica dei Campi Flegrei. Rend. Acc. Sci. Fis. Mat. Napoli, 10:203-221.

De Lorenzo, G. and Simotomai, H. (1915a). I crateri di Fossa Lupara nei Campi Flegrei. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, serie 2, num. 8,10: 1-27.

De Lorenzo; G. and Simotomai, H. (1915b). I crateri di M. Gauro nei Campi Flegrei. Atti Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, serie 2, Num IO, 16: I-50.

De Natale G., Faccioli E., and Zollo A., (1987). Scaling of peak ground motions from digital recordings of small earthquakes at Campi Flegrei, Southern Italy. *Pure Appl. Geoph.*, 126, 1, 38-53.

De Natale G., and Pingue F., (1993). Ground deformations in collapsed caldera structures. *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, 57, 19-38.

De Natale G., Zollo A., Ferraro A., and Virieux, J., (1995). Accurate faulting mechanisms of a 1984 earthquake swarm at Campi Flegrei caldera (Italy), during an unrest episode: implications for volcanological research. *Journ. Geophys. Res.*, 100, B12, 24167-24185.

De Natale G., Troise C. and Pingue F., (2001). A mechanical fluid-dynamical model for ground movements at Campi Flegrei caldera, *Journ. of Geodynam*, 32, 487-517.

De Stefani C., (1907). *Die Fhlegraischen Felden bei Neapel Patermans* – Mgen, *Erganzungsheft*, 156, 11.

De Vita S., Orsi G., Civetta L., Carandente A., D'Antonio M., Deino A., Di Cesare T., Di Vito M. A., Fisher R. V., Isaia R., Marotta E., Necco A., Ort M., Pappalardo L., Piochi M., Southon J., (1999). *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 yr Bp) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)* – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91, 269-301.

Delli Falconi M.A., (1538). Dell'incendio di Pozzuolo del MDXXXVIII. Napoli.

Di Filippo G., Lirer L., Maraffi S., and Capuano M., (1991). L'eruzione di Astroni nell'attività recente dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110:309-331.

Di Girolamo P., (1970). Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella "Ignimbrite Campana". *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 26:547-588.

Di Girolamo P., Lirer L., Porcelli C., and Stanzione D., (1972). Correlazioni stratigrafiche fra le principali formazioni piroclastiche della Campania (Roccamonfina, Campi Flegrei, Somma Vesuvio). *rendo Soc. It. MineraJ. Petrol.*, 2:77.

Di Girolamo P., Ghiara M.R., Lirer L., Munno R., Rolandi G., and Stanzione D., (1984). Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103:349.

Di Girolamo P., Morra V., Ortolani F., and Pagliuca S., (1988). Osservazioni petrologiche e geodinamiche sul magmatismo "orogenico transizionale" della Campania nell'evoluzione della fascia tirrenica della 45: Catena Appenninica. *Boll. Soc. Geol. It.*, 107:561-578.

Di Girolamo P., (1978). Geotectonic Setting of Miocene-Quaternary volcanism in and around the Eastern Tyrrhenian Sea Border (Italy) as Deduced from Major Element Geochemistry. *Bull. Volcanol.*, 41-3.

Di Vito M., Lirer L., Mastrolorenzo G., and Rolandi G., (1985). Volcanological map of Campi Flegrei: Min. Prot. Civ. Univo degli Studi di Napoli.

Di Vito M., Lirer L., Mastrolorenzo G., and Rolandi G., (1987). The 1538 Monte Nuovo eruption (Campi Flegrei, Italy). *Bull. Volcanol.*, 49:608-615.

Di Vito M. A., Isaia R., Orsi G., Southon J., D'antonio M., De Vita S., Pappalardo M., Piochi M. (1999). *Volcanic and deformation history of the Campi Flegrei caldera in the past 12 ka.-* *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91, 221-246.

Di Vito M.A., Isaia R., Orsi G., Southon J., de Vita S., D'Antonio M., Pappalardo L., and Piochi, M. (1999) - Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 221-246.

De Vivo B., Belkin H.E., Barbieri M., Chelini W., Lattanzi P., Lima A., Tolomeo L., (1989). The Campi Flegrei geothermal system: A fluid inclusion study of the Mofete and San Vito fields, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 36, pp. 303–326

De Vita S., Orsi G., Civetta L., Carandente A., D'Antonio M., Deino A., Di Cesare T., Di Vito M. A., Fisher R. V., Isaia R., Marotta E., Necco A., Ort M., Pappalardo L., Piochi M., Southon J. (1999). The Agnano-Monte Spina eruption (4100 yr Bp) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy) – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 91, 269-301.

Doveri M., Lelli M., Luigi Marini L., Raco B., (2010). Revision, calibration, and application of The volume method to evaluate the geothermal potential of some recent volcanic areas of Latium, Italy. *Geothermics*,; 39 Issue 3: 260-269

Dvorak J.J., and Mastrolorenz G., (1991). The mechanisms of recent vertical crustal movements in Campi Flegrei caldera, southern Italy. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*..263, 47p.

Federico C., Corso P.P., Fordilino E., Cardellini C., Chiodini G., Parello F., Pisciotta A. (2010). CO₂ degassing at La Solfatara volcano (Phlegrean Fields): Processes affecting ¹³C and ¹⁸O of soil CO₂. Geoch. Cosm. Acta 74, 3521-3538.

Fisher R.V., and Waters A.C., (1970) .Base surge bed forms in Maar volcanoes. Am. J. Sci.,268: 157-180.

Frederiksen M., (1984). Campania. British School at Rome.

Gaeta F.S., De Natale G., Peluso F., Mastrolorenzo G., Castagnolo D., Troise C., Pingue F., Mita D.G., Rossano S., (1998). Genesis and evolution of unrest episodes at Campi Flegrei caldera: the role of the thermal fluid-dynamical processes in the geothermal system, Journ. Geophys. Res., 103, B9, 20921-20933.

Gaeta F.S., Peluso F., Arienzo I., Castagnolo D., De Natale G., Milano G., Albanese C., Mita D.G., (2003). A physical appraisal of a new aspect of bradyseism: The mini-uplifts, Journ. Geophys. Res., 108, B8, 10.1029/2002JB001913.

Grant M. A. , Donaldson I.G., (1983): Geothermal reservoir engineering, Geothermal World Info Center, Camarillo, CA, 376 pp.

Gunter R. T., (1903). The submerged Greek and Roman foreshore near Naples: Archaeologia, vol. 58, 62 pp.

Hamilton W., (1776). Campi Flegrei. de Fabris, Naples.

Heiken G.H., (1972). Tuff rings: examples from Fort Rock Christmas Lake Valley, southcentral Oregon. J. Geophys. Res. 76. 5615-5626.

Italiano F., Nuccio P.M., Valenza M., (1984). Geothermal Energy Release at the Solfatara of Pozzuoli (Phlegrean Fields): Phreatic and Phreatomagmatic Explosion Risk Implications. Bull. Vulcanol., Vol. 47-2

Jacono L., (1941). Il Porto Giulio. Restituzione topografica , Rend. Acc. It., Classe Sc. Morali e Storiche, serie VII, II, fasc.12.

Lirer L., and Munno, R., (1975). Il Tufo Giallo Napoletano (Campi Flegrei). peri od. Mineral., 44,103.

Lirer L., Luongo L., and Scandone, R., 1987 (a). On the volcanological evolution of Campi Flegrei. EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 68:226-234.

Lirer L., Mastrolorenzo G., and Rolandi G., (1987b). Un evento pliniano nell'attività recente dei Campi Flegrei. Boll. Soc. Geol. It.,106:461-473.

Lirer L., Rolandi G., Di Vito M., and Mastrolorenzo G., (1987c). L'eruzione del Monte Nuovo (1538) nei Campi Flegrei. Boll. Soc. Geol. It.,106: 447-460.

Lirer L., Di Vito M., Giacomelli L., Scandone R., Vinci A. (1990). Contributo delle analisi granulometriche alla ricostruzione della dinamica dell'eruzione dell' Averno (Campi Flegrei) , Boll. Soc. Geol. It., 109, 583-597.

Lirer L., Rolandi G., and Rubin M., (1991). 14C age of the "Museum Breccia" (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite. J. Volcanol. Geotherm. Res., 48:223-227.

Lirer L., Mastrolorenzo G., and Rolandi G., (1996). Astroni-Senga complex: An example of intracaldera volcanic activity in the very recent evolution of Campi Flegrei (South Italy). Journ. Volcanol. Geotherm. Res.

Lirer L., Petrosino P., Alberico I. (2001). Hazard assessment at volcanoc fields: the Campi Flegrei case HistoRY, J. Volcanol. Geotherm. Res., 112, 53-73.

Muffler P., Cataldi R., (1978).Methods for regional assessment of geothermal resources, Geothermics 7: 53-89.

Maiuri A., (1934). iCampi Flegrei dal sepolcro di Virgilio all'antro di Cuma – Roma, Tip. Stato, 21-28.

Marchesino F., (1538). Copia de una lettera di Napoli che contiene li stupendi et gran prodigi apparsi sopra a Pozzolo.

Marini L., Franceschini F., Ghigliotti M., Guidi M., Merla A., (1993). Valutazione del Potenziale Geotermico Italiano. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato. Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali, pp 104.

Mastrolorenzo G., (1994). Averno tuff ring in Campi Flegrei (south Italy). Bull. Volcanol, 54.

Mastrolorenzo G., Barrella A., Borrelli A., D'Alessio G., and Rolandi G. (1991). Two plinian events in Campi Flegrei volcanic area (Southern Italy). Int. Conf.on active Volcanoes and Risk Mitigation, Napoli 27/8- 1/9, 1991. Napoli, Italy. Abst.

Mormone A., Tramelli A., Di Vito M.A., Piochi M., (2011). Hydrothermal alteration minerals in buried rocks at the Campi Flegrei Caldera, Italia: a possible tool to understand the rock-physics and to assess the state of the volcanic system. Per. Mineral., 80, 385-406. DOI: 10.2451/2011PM0027.

Muffler P., and Cataldi R., (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources, Geothermics; 7: 53-89.

Orsi G., Civetta L., D'Antonio M., Di Girolamo P., Piochi M., (1995). Step-filling and development of a three-layer magma chamber: the Neapolitan Yellow Tuff case history. J. Volcanol. Geotherm. Res. 67:291- 312.

Orsi G., De Vita S., Di Vito M., (1996). The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration. J.Volcanol.Geotherm.Res., 74, 179-214.

Orsi G., Di Vito M., Isaia R. (1998). Volcanic Hazard and Risk in the Parthenopean Magacity. Guide Book, Field excursion, 5-7 july.

Parascandola A., (1943). Il Monte Nuovo e il Lago di Lucrino: Boll. Soc. Naturalisti Napoli, 55:151.

Parascandola A., (1946). il Monte Nuovo ed il Lago Lucrino: Napoli. Bollettino della Società dei Naturalisti, v. 60, p. 314.

Peccerillo A., (1985). Roman comagmatic province (central Italy): Evidence for subduction-related magma genesis. Geology, 13: 103-106.

Rabaute A., Yven B., Chelini W., Zamora M. (2003). Subsurface geophysics of Phlegrean Fields: New insights from downhole measurements. J Geophys Res ; 108:2171. doi:10.1029/20015B001436.

Rittmann A., (1950). Sintesi geologica dei Campi Flegrei. Boll. Soc. Geol. It., 69: 117.

Rosi M., and Sbrana S., (1983). The Phlegrean Fields: Magma evolution within a shallow chamber. J. Volcanol. Geotherm. Res.,17:289.

Rosi M., and Sbrana A., (Editors), (1987). Phlegraean Fields. CNR, Quad. Ric. Sci., 114, Vol.9,175 p. 175.

Rosi M., Sbrana A., and Principe C., (1983). The Phlegraean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms. J. Volcanol. Geotherm. Res. 17: 273.

Scacchi A., (1849). Memorie Geologiche della Campania. Napoli, 1949, p.44-45.

Scandone R., Bellucci F., Lirer L., and Rolandi G., (1991). The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy). In: G. Luongo and R. Scandone (Editors), Campi Flegrei. J. Volcanol. Geotherm. Res., 48:1-31.

Scherillo A., Franco E., (1960). Rilevamento stratigrafico del territorio comunale di Napoli. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 69, 255-262.

Smith R., (2006). Unpublished Technical Report, UCL.

Todesco M., Chiodini G., and Macedonio G., (2003). Monitoring and modeling hydrothermal fluid emission at La Solfatara (Phlegraean Fields, Italy). An interdisciplinary approach to the study of diffuse degassing, J. Volcanol. Geotherm. Res., 125, 57– 80.

Troiano A., Di Giuseppe M.L., Petrillo Z., Troise C., De Natale G., (2011). Ground deformation at calderas driven by fluid injection: modelling unrest episodes at Campi Flegrei (Italy) Geophys.J. Int.187: 833-847.

Troise C., De Natale G., Pingue F. e Zollo A., (1997). A model for earthquake generation during unrest crises at Campi Flegrei and Rabaul calderas, Geophys. Res. Lett., 24, 13, 1575-1578.

Troise C., Pingue F., and De Natale G., (2003). Coulomb stress changes at calderas: modeling the seismicity of Campi Flegrei (Southern Italy), Journ. Geophys. Res. vol. 108, NO. B6, 2292, doi:10.1029/2002JB002006.

Turcotte D.L., and Schubert G., (2002). Geodynamics, Cambridge University Press, pp 456.

Turc L., (1954). Le bilan d'eau des sols. Relation entre la précipitation, l'évaporation et l'écoulement. Ann. Agron. 5, 491 – 569.

Valentino G.M., Cortecchi G., Franco E., Stanzione D. (1999). Chemical and isotopic compositions of minerals and waters from the Campi Flegrei volcanic systems, Naples, Italy. J. Volc. Geoth. Res. 91, 329-344.

Vallario A., (2001). L'ambiente geologico della Campania, CUEN.

Zamora M., Sartoris G., Chelini W., (1994). Laboratory measurements of ultrasonic wave velocities in rocks from the Campi Flegrei volcanic system and their relation to other field data. J Geophys Res; 99: 13553–13561.

Zollo A., Maercklin N., Vassallo M., Dello Iacono D., Virieux J. and Gasparini P., (2008). Seismic reflections reveal a massive melt layer feeding Campi Flegrei caldera, Geophys.Res.Lett., 35, L12306, doi:10.1029/2008GL034242.

Washington H. S., (1906). The Roman Comagmatic Region. Camagie Inst. of Washington, Pub. 57, 199 pp.

Wohletz K.H., (1986). Explosive magma- water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies. Bull. Volcanol 48: 245-264.

Wohletz K., Orsi G., and De Vita S., (1995). Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical and granulometric data. J: Volcanol. Geotherm. Res 67:263-290.

Wohletz K., Civetta L., Orsi G., (1999). Thermal evolution of Phlegrean magmatic system. Journ. Volcanol. Geoth. Research., 91:381-414.

Il Rappresentante Legale

Prof. Paolo Gasparini

