

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Analisi del degassamento di CO₂ diffuso dal suolo presso la Solfatarata di Pozzuoli (Napoli, Italia): Misura, mapping e quantificazione del flusso totale.

Candidato:
Roberto Miele

Relatore:
Bruno Capaccioni
Correlatore:
Carlo Cardellini

1. Introduzione	3
1.1- Inquadramento geologico vulcanologico dei Campi Flegrei	4
1.2- Storia eruttiva dei Campi Flegrei	5
1.3- Attività recente	6
1.3.1- Attività bradisismica	6
1.3.2- Attività idrotermale e degassamento	7
1.4- Perché studiare il degassamento	9
1.4.1- Energia associata al degassamento	9
1.4.2 Attività del sistema magmatico-idrotermale e variazioni del degassamento diffuso	10
2. Metodi di misura ed analisi dei dati	11
2.1- Metodo della camera d'accumulo	11
2.2- Elaborazione statistica dei dati: ripartizione in popolazioni	12
2.3- Elaborazione geostatistica dei dati: mapping mediante simulazioni e calcolo dell'output CO ₂ su base geostatistica	14
2.3.1 Stazionarietà e variogramma	14
2.3.3 Post-processing: mapping e stima dell'output totale di CO ₂ e relativa incertezza	16
3. Risultati della campagna di Marzo 2015	17
3.1- Descrizione campagna e dati	17
3.2- Trattazione statistica: definizione delle popolazioni e dei parametri statistici	18
3.3- Trattazione geostatistica e mapping	21
4. Discussione dei risultati e conclusione	24
Bibliografia	26

1. Introduzione

La Campania è caratterizzata dalla presenza di sistemi vulcanici attivi: Il Vesuvio e il Distretto Vulcanico Flegreo. L'alta densità di popolazione (più di 1,5 milioni di abitanti; Di Vito et al., 1999) ed una storia vulcanica caratterizzata da eventi di tipo esplosivo, rendono la zona una delle aree a maggiore rischio vulcanico nel mondo. Pertanto è attiva una sorveglianza costante e continua della comunità scientifica, basata su analisi di tipo geofisico e geochimico. Entrambi gli approcci si pongono come obiettivo la definizione delle dinamiche dell'ambiente profondo al fine di sviluppare un modello descrittivo unico, il più preciso possibile e quindi definire elementi chiave per il monitoraggio e la prevenzione di eventi potenzialmente catastrofici.

In particolare, nell'ultimo periodo il livello di allerta relativo ai Campi Flegrei, con riferimento ai quattro livelli previsti dal piano di emergenza predisposto dalla Protezione Civile, è passato dal verde ("Base") al giallo ("Attenzione"), in seguito all'andamento del sollevamento del suolo, alle variazioni proposizionali dei fluidi fumarolici emessi alla Solfatara e Pisciarelli, all'incremento generale del degassamento, oltre che l'aumento notevole di attività nell'area di Pisciarelli.

Il presente lavoro ha come obiettivo la descrizione dello studio del degassamento diffuso di CO₂ (acquisizione dei dati e loro trattazione) effettuato nell'area vulcanica dei Campi Flegrei (NA), nello specifico nell'area della Solfatara di Pozzuoli. Questo infatti rappresenta attualmente il punto di massimo rilascio di fluidi ed energia dell'intero Distretto Vulcanico Flegreo attraverso attività quali fumarole e degassamento diffuso dal suolo, nonché deformazioni del terreno (bradisismo).

Tramite l'acquisizione dei valori di flusso diffuso e delle temperature dei primi 10 cm di suolo, attraverso una trattazione dei dati statistica e geostatistica, è stato possibile distinguere e caratterizzare le sorgenti di CO₂ (biologica o vulcanica), la realizzazione di sviluppo di mappe di probabilità e di flusso medio e la quantificazione dell'output totale giornaliero di CO₂.

Il lavoro è stato suddiviso in due fasi principali:

1. La prima fase ha riguardato l'acquisizione dei dati sul campo nei giorni 19 e 20 marzo 2015, tramite l'utilizzo di una camera d'accumulo ed un termometro munito di sonda, in 434 punti all'interno del cratere della Solfatara e nelle aree circostanti.
2. Nella seconda fase sono stati elaborati i dati, utilizzando il metodo statistico GSA (Graphical Statistic Approach) ed il metodo geostatistico della simulazione sequenziale Gaussiana (sGs).

Tramite il GSA è stato possibile ripartire i dati in popolazioni e definire una media (con relativa varianza) per ognuna di esse.

Con la sGs è stato possibile trattare i dati, considerando la loro distribuzione spaziale, per simulare valori per le aree prive di misurazioni; ciò ha permesso di generare delle mappe che mostrassero l'andamento dei flussi e la geometria della struttura del degassamento diffuso (Diffuse Degassing Structure, DDS; Chiodini et al., 2001).

Infine i dati ottenuti sono stati confrontati con i risultati di precedenti studi e si è messo in relazione la geometria e l'intensità di degassamento con la geologia strutturale dell'area flegrea indagata.

1.1- Inquadramento geologico vulcanologico dei Campi Flegrei

Il Distretto Vulcanico Flegreo comprende i Campi Flegrei, le isole di Procida ed Ischia e una serie di vulcani sottomarini.

Il Distretto è parte della Piana Campana che è costituita da un grande graben, allungato nella direzione NW-SE, caratterizzato da deformazione fragile per tettonica regionale (Orsi et al., 1996). La geologia locale è quasi totalmente vulcanica, intervallata da vari livelli di sedimenti marini e paleosuoli generati nei periodi di quiescenza del sistema vulcanico.

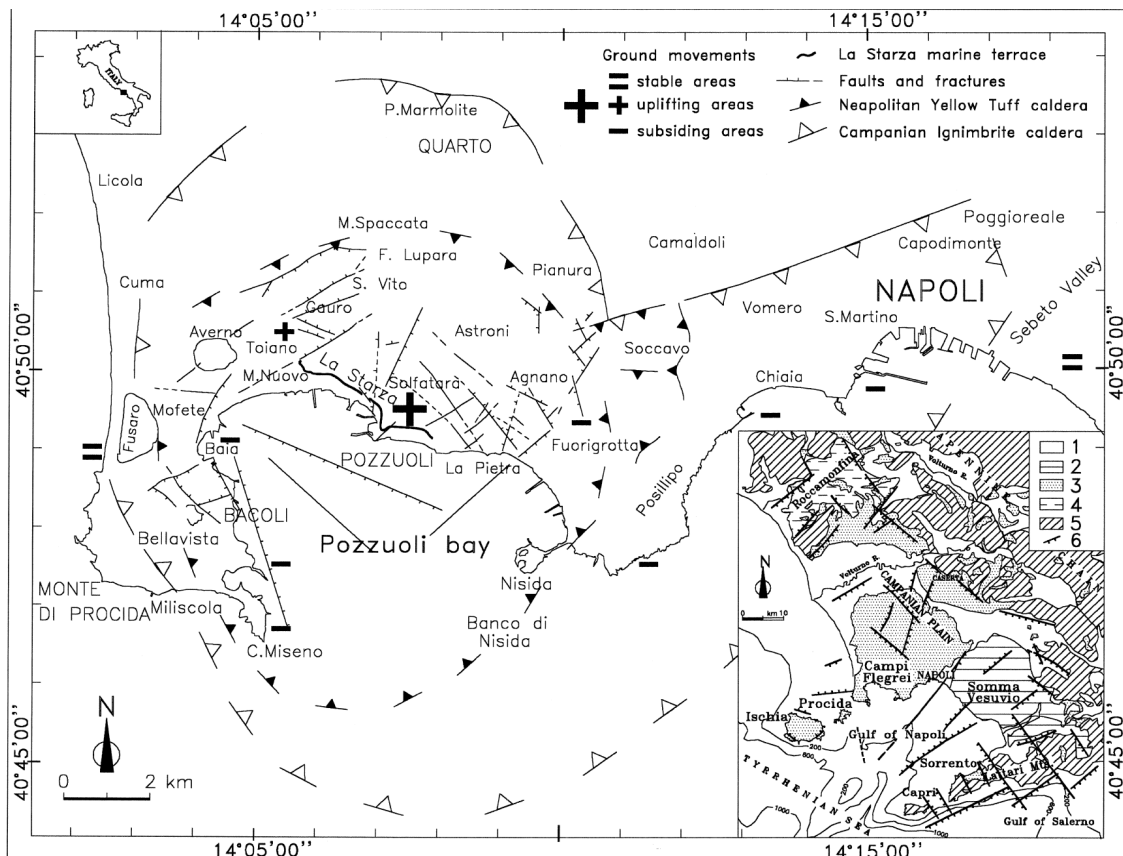


Fig. 1: Carta dei Campi Flegrei. In evidenza: estensione delle di IC e TGN, sistema di faglie e deformazioni del suolo (Orsi et al., 1999)

I Campi Flegrei sono una “nested caldera” risorgente, risultato di due grandi collassi avvenuti 39000 e 12000 anni fa, rispettivamente corrispondenti alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana e del Tufo Giallo Napoletano (Orsi et al., 1996; 1999). L'estensione delle due caldere è apprezzabile in figura 1.

L'Ignimbrite Campana ha una composizione variabile da trachitica a fonolitichitica ed occupa un'area di circa 30000 km² con un volume totale di materiale di 150 km³; il Tufo Giallo Napoletano ha invece una composizione da alcalitrachitica a latitica con un volume di 50km³ ed occupa un area di 1000 km² (Orsi et al., 1996). Oltre a queste due unità litologiche principali è presente tutta una serie di depositi effusivi magmatici, idromagmatici e duomi di lava di minore estensione, dovuti ad attività meno violente.

Nella parte centrale della caldera, presso le coste della baia di Pozzuoli, si trova il cratere della Solfatara (Figura 2): un cono di tufo posto a 180 m sul livello del mare, costituito di breccia alterata idrotermalmente sulla quale giace una sequenza costituita di materiali fini

stratificati in dune, ricca in lapilli accrezionari, che occupa un'area totale di 0,8 km². I frammenti juvenili presenti sono di composizione alcalitrachitica.

Come riportato da Chiodini et al. (2001), considerando che i prodotti vulcanici giacciono sui tefra dell'Agnano e sul duomo di lava del Monte Olibano (4,1ka) e sono coperti dai depositi piroclastici del cratere degli Astroni (3,8ka) è possibile attribuire a questi depositi un'età compresa tra 4,1 e 3,8ka.

La Solfatara presenta un cratere di circa 0,5 km di diametro con bordi quasi rettilinei e pareti interne con immersione maggiore di 70°, spesso soggette ad instabilità gravitativa.

È presente un sistema di faglie principali con orientazione NW-SE; due faglie principali di questo sistema, con ruolo normale, delimitano l'area craterica. L'orientazione delle discontinuità è in accordo con quella delle faglie presenti nel resto della piana campana e nella parte interna della catena appenninica (Chiodini et al., 2001); sono inoltre presenti fratture, con orientazione ENE-WSW. Lo stato di stress generante le faglie principali presenta un σ_1 verticale ed un σ_3 orizzontale e viene perturbato da uno stress locale che porta alla formazione di fratture ortogonali alle discontinuità presenti. Chiodini et al. (2001) hanno definito che lo stress locale è dovuto alla presenza di pressioni occasionali causate dai fluidi idrotermali all'interno delle discontinuità tettoniche.

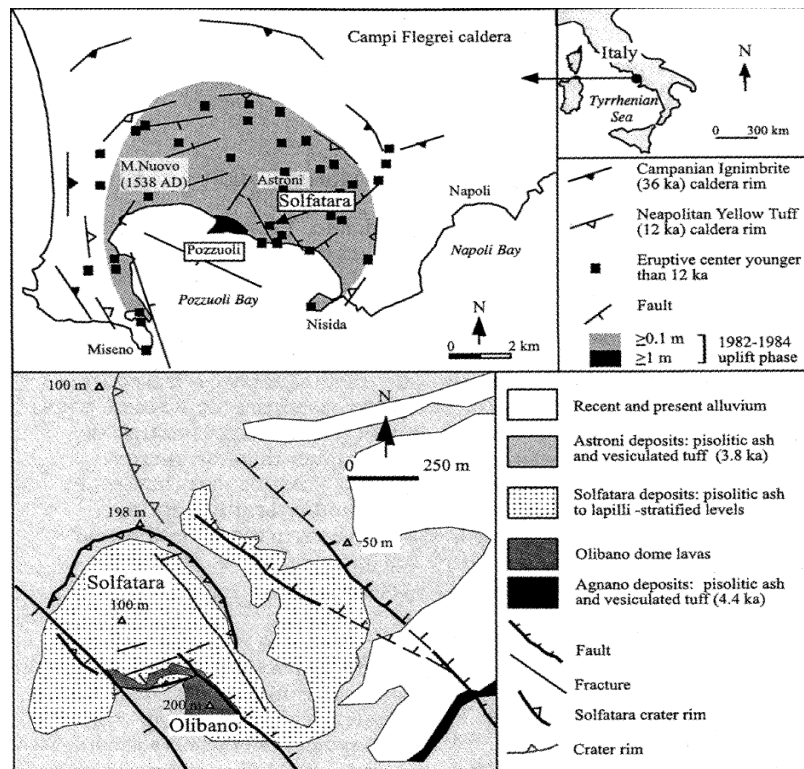


Fig. 2: deformazioni, centri eruttivi e geologia della Solfatara con sistema di faglie e fratture principali (Chiodini et al., 2001).

1.2- Storia evolutiva dei Campi Flegrei

L'evoluzione di questo complesso sistema è caratterizzata principalmente dai due eventi già citati in precedenza. Il resto dell'attività è costituita da una serie di eruzioni intracalderiche minori (Petrillo et al., 2013).

Facendo affidamento sugli studi effettuati da Orsi et al. (1996, 1999) e Di Vito et al. (1999) si possono distinguere:

- *Periodo Pre-Ignimbrite Campana*: l'inizio non è ben definito. È caratterizzato da piroclastiti e duomi di lava alternati a paleosuoli.
- *Caldera Forming dell'Ignimbrite Campana*: evento che ha prodotto un deposito piroclastico di grandi dimensioni ed ha determinato la formazione di una vasta caldera.
- *Periodo tra Ignimbrite Campana e Tufo Giallo Napoletano*: caratterizzato da vulcanismo esplosivo, perlopiù idromagmatico.
- *Caldera Forming del Tufo Giallo Napoletano*: più eruzioni di natura freatopliniana e freatomagmatica, di magnitudo inferiore solo all'Ignimbrite Campana. La caldera che si è generata con questo evento è annidata all'interno della prima con un'area di 90km².
- *Periodo Post-Tufo Giallo Napoletano*: suddiviso in tre epoche datate 12ka – 9,5ka, 8,6ka – 8,2ka e 4,8ka – 3,7ka. Durante i periodi I e II il vulcanismo era prevalentemente sottomarino, per via di ingressioni del mare, mentre il III periodo vede una riemersione delle aree vulcaniche.

La genesi della Solfatara è da attribuire quindi alla terza epoca datata 4,8 – 3,7ka.

Fonti storiche indicano che un'attività eruttiva freatica è avvenuta dal cratere della Solfatara anche nell'anno 1198 D.C. (Chiodini et al., 2001).

L'ultima eruzione registrata nei Campi Flegrei, dopo 3500 anni di quiescenza, è avvenuta nel 1538 con l'eruzione del Monte Nuovo. Secondo quanto riportato da Di Vito et al. (1987) il magma ha presentato un'interazione variabile con volatili di origine meteorica e/o marina dando origine a eruzioni di natura sia esplosiva che effusiva.

In generale l'interazione acqua-magma è un fattore fondamentale in questo sistema vulcanico.

1.3- Attività recente

Anche se dal 1538 si è registrata una fase di quiescenza priva di eventi eruttivi, attualmente i Campi Flegrei sono interessati da attività bradisismiche e idrotermali. Ciò indica che il sistema vulcanico è ancora attivo.

Attualmente questi due tipi di attività vengono monitorati costantemente allo scopo di comprendere a pieno le dinamiche del sistema e di mitigare il rischio vulcanico.

1.3.1 Attività bradisismica

Il bradisismo è un movimento del terreno non percepibile ma costante e misurabile in tempi storici. Si può suddividere in una fase di uplift con relativa attività sismica di bassa magnitudo ed una fase di subsidenza asismica (Caliro et al., 2007 e riferimenti riportati). Gli eventi bradisismici di maggiore importanza sono avvenuti dal 1969 al 1984, in due fasi distinte (1969-1972 e 1982-1984), che hanno generato un uplift totale di 3,5m nei pressi

della città di Pozzuoli (Orsi et al., 1999; Orsi et al., 1996). Durante la crisi del 1982-1984 si è registrato uno sciame di più di 16000 sismi superficiali di magnitudo 3-4 M_d . Gli eventi di maggiore portata si sono concentrati nel cratere della Solfatara (Caliro et al., 2007 e riferimenti riportati).

Dal 2000, eventi intervallati ogni 5-6 anni si sono succeduti con il massimo uplift registrato vicino alla Solfatara. Dal 2005 si è registrato uno spostamento totale verticale di 23cm, raggiunto nel giugno 2014 (Chiodini et al., 2015).

La subsidenza successiva all'uplift è una conseguenza della depressurizzazione generata dal sistema che tende a ridurre l'apporto di calore e gas. La deformazione in questo caso è solo duttile e non ci sono sismi.

Le deformazioni fragili indotte dai bradisismi possono causare aumento o riduzione della pressione dei volatili, in risalita attraverso le discontinuità del terreno.

1.3.2 Attività idrotermale e degassamento

Un elemento caratteristico della Solfatara è l'intensa attività idrotermale rappresentata da alte temperature del suolo ed un forte degassamento di volatili.

Il modello geochimico di Caliro et al. (2007) definisce che la fonte di calore del sistema è una camera magmatica posta a profondità non elevate, che causa l'ebollizione di uno o più acquiferi sovrastanti, fornendo calore e fluidi (figura 3).

Secondo Chiodini et al. (2001) il magma ha un'origine mantellica ed è contaminato da materiale crostale; dato che non sono presenti specie chimiche acide, è chiaro l'intervento "tamponante" di un sistema idrotermale. Utilizzando diversi geoindicatori (es: $CH_4 - CO_2 - H_2O$, $H_2 - Ar$ e isotopi del carbonio) sono state stimate temperature $\geq 360^\circ$ nelle parti più profonde del sistema, in cui fluidi magmatici ricchi in CO_2 interagiscono con gli acquiferi sovrastanti. Qui le condizioni riducenti permettono la formazione di CH_4 e H_2S e determinano la scomparsa di elementi vulcanici acidi come SO_2 e HCl .

Al di sopra dell'acquifero sono state identificate temperature e pressioni di 200-240°C e 31 bar. Dal sistema idrotermale si forma un plume in singola fase vapore che costituisce di fatto l'alimentazione di fumarole e degassamento diffuso.

Sulla base di analisi isotopiche Caliro et al. (2007) hanno stimato che le componenti volatili emesse in superficie sono per il 26% di natura magmatica e per il 74% di natura idrotermale.

Il trasporto di gas da un sistema magmatico o idrotermale, attraverso un mezzo poroso è definita dai processi di avvezione e diffusione.

L'avvezione (φ_a = flusso avveztivo) è descritta dalla legge di Darcy:

$$\varphi_a = (k/\mu)(dP/d\lambda)$$

Con k : permeabilità specifica; μ : viscosità del fluido; $dP/d\lambda$: gradiente di pressione del gas. La diffusione (φ_d = flusso diffusivo) è invece descritta dalla prima legge di Fick:

$$\varphi_d = -vD(dC/d\lambda)$$

dove v e D sono parametri della porosità del terreno e $dC/d\lambda$ è il gradiente di concentrazione del gas.

Il flusso che alimenta le fumarole è un flusso di tipo avveztivo mentre quello che alimenta il degassamento diffuso è una combinazione dei due meccanismi di trasporto (Chiodini et al., 1998).

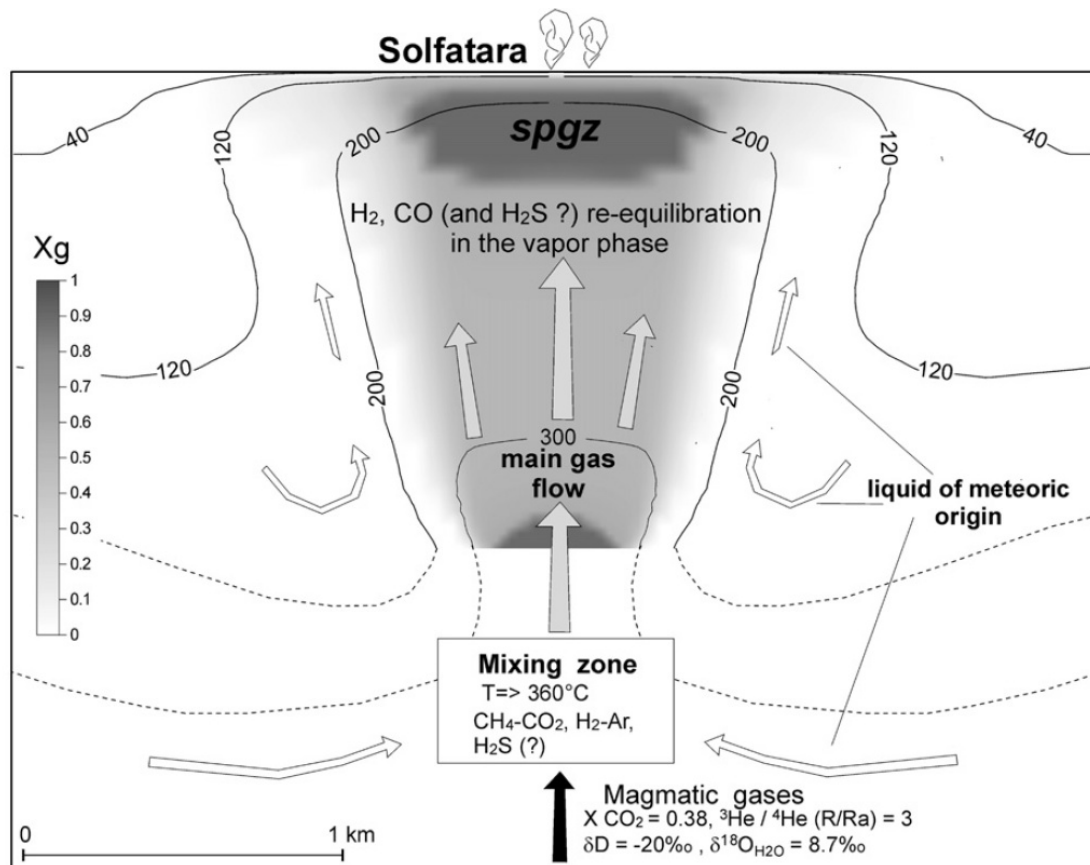


Fig. 3: Modello geochimico (Caliro et al., 2007).

Emissioni fumaroliche: le fumarole si presentano come delle bocche nel terreno da cui viene espulsa una grande quantità di volatili a relativamente alta pressione e alta temperatura. Nella Solfatara sono principalmente concentrate lungo l'area SW del cratere. Qui infatti sono presenti le due bocche principali, Bocca Grande e Bocca Nuova, caratterizzate da alte temperature di emissione che si aggirano attorno ai 150-160°C. Sul versante esterno del cratere a NE, è presente la fumarola Pisciarelli, che è interessata da un'attività fumarolica, con temperature che si sono mantenute tra i 90 e i 100°C fino a tempi recenti per poi superare i 100°C negli ultimi anni. La composizione chimica dei diversi fluidi è molto simile, a conferma del fatto che la sorgente sia la stessa per tutti. In ordine di abbondanza, i volatili che fuoriescono dalle fumarole sono: H₂O – CO₂ – H₂S – N₂ – H₂ – CH₄ – He – Ar.

Secondo quanto analizzato da Caliro et al. (2007) la composizione chimica delle fumarole rispecchia una sorgente primaria di fluidi riferibile ad un magmatismo intermedio tra magma di mantello e di arco.

Degassamento diffuso: Il degassamento diffuso invece è definito da una fuoriuscita di gas che si libera dal suolo con un gradiente di pressione molto inferiore o in modo diffusivo. Questi gas si liberano da un'area che dipende dalla geomorfologia e dalla geologia strutturale dell'area, definita Diffuse Degassing Structure (DDS) da Chiodini et al. (2001), che non coincide con il solo cratere della Solfatara, ma si estende in particolar modo a NE rispetto al cratere. Nonostante il flusso per la singola unità di area sia notevolmente inferiore a quello di una fumarola, per l'intero DDS il flusso di CO₂ può essere paragonato a plume di vulcani attivi (Chiodini et al., 2001).

I volatili che alimentano il degassamento diffuso, sono gli stessi che alimentano l'attività fumarolica, provenendo dalla stessa sorgente (figura 4).

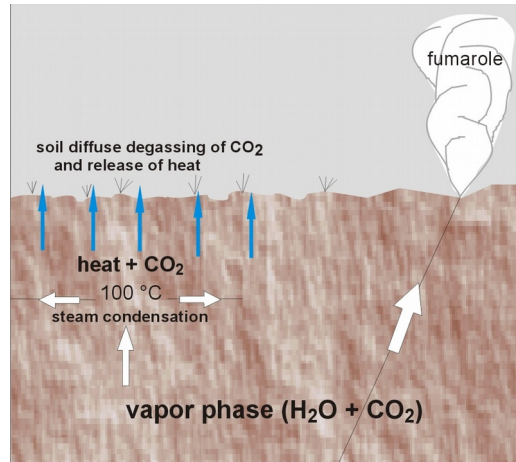


Fig. 4: degassamento diffuso e fumarole.

1.4- Perché studiare il degassamento

L'attività del sistema (bradisismi, genesi di fratture e faglie, terremoti) dipende dall'interazione del sistema magmatico con il sistema idrotermale. È perciò importante quantificare l'energia del sistema e definire come questa, variando nel tempo, determini condizioni differenti in superficie.

1.4.1 Energia associata al degassamento

Per una stima dell'energia emessa dal sistema vulcanico Chiodini et al. (2001) hanno effettuato un'analisi delle emissioni di fluidi alla Solfatara. Per quantificare il flusso di vapore e quindi il flusso di calore coinvolto è stato usato il CO₂ come tracciante del fluido idrotermale: combinando la quantità di CO₂ rilasciata dal sistema con la composizione delle fumarole, si può calcolare quanto vapore è dovuto condensare per sostenere il flusso di CO₂ osservato.

Si è stimato un flusso di energia superiore a 100MW. Questo valore è stato calcolato considerando:

- il calore rilasciato dall'H₂O che si muove dal reservoir alla zona vapore
- Il calore di CO₂ che passa all'atmosfera
- L'entalpia di condensazione del vapore a 100°
- Il calore perso dall'acqua liquida da 100°C a 11°C

Circa il 90% dell'energia è trasferita dall'acqua e la maggior parte di essa è dissipata attraverso la condensazione del vapore. Assumendo che venga trasferita totalmente all'atmosfera, è stato calcolato un flusso di calore medio maggiore di 200W/m².

Il modo più efficace di rilasciare energia è quindi il degassamento che ne “trasporta” una quantità diverse volte più grande rispetto a quella meccanica rilasciata durante gli eventi bradisimici.

Secondo il modello di Chiodini et al. (2005) rappresentato in figura 5, il calore in profondità si muove tramite avvezione e conduzione. Solo una piccola quantità è trasportata lateralmente dal liquido prodotto dalla condensazione del vapore. Vicino la superficie il calore si trasferisce quasi totalmente per conduzione.

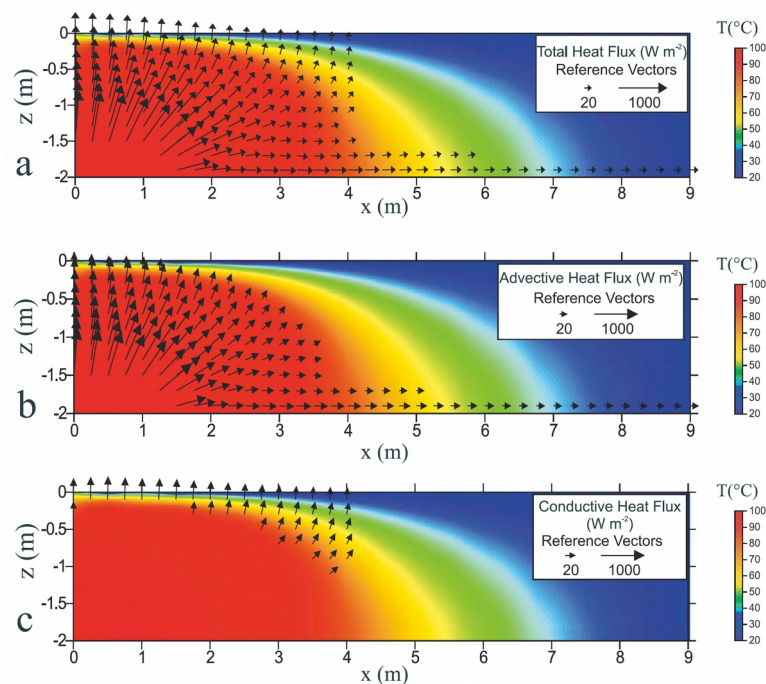


Fig. 5: modello di trasferimento di calore (Chiodini et al., 2005).

1.4.2 Attività del sistema magmatico-idrotermale e variazioni degassamento diffuso

Negli ultimi anni le più importanti variazioni del sistema sono avvenute a partire dal 2000 con un aumento costante di CO_2 (Chiodini et al., 2010). Secondo Caliro et al. (2007) la concentrazione di CO_2 nei fluidi magmatici è molto maggiore rispetto a quella idrotermale, mentre il CH_4 è invece presente in bassissime quantità, generato invece dalla riduzione del CO_2 . L'aumento di CO_2/CH_4 è quindi un buon indicatore dell'ingresso nel sistema idrotermale di fluidi magmatici (Chiodini et al., 2015).

Le variazioni composizionali dei fluidi fumarolici associate all'input di gas magmatici nel sistema sono state anche accompagnate da variazioni del degassamento diffuso di CO_2 . Ad esempio importanti variazioni sono avvenute nel 2003 con espansione dell'area di degassamento interpretata come risposta ad un evento di degassamento profondo che ha interessato il sistema idrotermale nel 2000 (Chiodini et al., 2010). Notevoli variazioni del degassamento diffuso di CO_2 , in termini di area degassante e quantità di CO_2 emessa caratterizzano anche l'attuale periodo di ripresa di attività del sistema dei Campi Flegrei, con un ulteriore aumento delle quantità di CO_2 emesse.

Tramite lo studio delle emissioni diffuse di CO_2 è stato misurato l'aumento delle dimensioni del DDS e della quantità dei fluidi emessi, pertanto il degassamento del suolo fornisce importanti indizi sulle dinamiche del sistema vulcanico sottostante.

2. Metodi di misura ed analisi dei dati

La prima operazione per lo studio del degassamento diffuso è la misura del flusso di CO₂ ($\varphi_{\text{suolo CO}_2}$) dal suolo. Esistono diversi metodi per la misura del flusso, che possono essere distinti tra metodi diretti e metodi indiretti.

Uno dei metodi più utilizzati in vulcanologia (ed utilizzato per questo lavoro) è quello della camera d'accumulo (Chiodini et al., 1998), metodo diretto con cui è possibile misurare il flusso all'interfaccia suolo - aria.

I dati di φ_{CO_2} misurati vengono utilizzati con l'obiettivo di:

- Caratterizzare le sorgenti di CO₂
- Definire la distribuzione spaziale dei valori di flusso e produrre mappe
- Quantificare il rilascio totale di CO₂
- Investigare le variazioni nel tempo del tasso di degassamento

Per tali scopi, le tipologie di trattazione di dati che sono state utilizzate sono di tipo statistico e geostatistico. L'analisi statistica utilizzata permette di caratterizzare il flusso (definire media, varianza, valori soglia) per poter distinguere le diverse sorgenti di CO₂ e stimare l'output totale dell'area di emissione. La trattazione geostatistica permette di generare mappe di φ_{CO_2} e mappe di probabilità da cui è possibile individuare le strutture geologiche che controllano la risalita dei fluidi e di stimare in modo alternativo la quantità totale di gas emesso dal suolo. Indagini di questo tipo, ripetute nel tempo, sono essenziali per identificare variazioni e anomalie nel sistema idrotermale che alimenta il degassamento diffuso di CO₂.

Al fine di completare le misurazioni di flusso, negli stessi punti è stata anche misurata la temperatura del suolo.

2.1- Metodo della camera d'accumulo

Lo strumento utilizzato per le misurazioni consiste di:

- una camera cilindrica aperta, con un volume noto
- uno spettrofotometro all'infrarosso
- un convertitore di segnale analogico-digitale
- un computer o dispositivo portatile

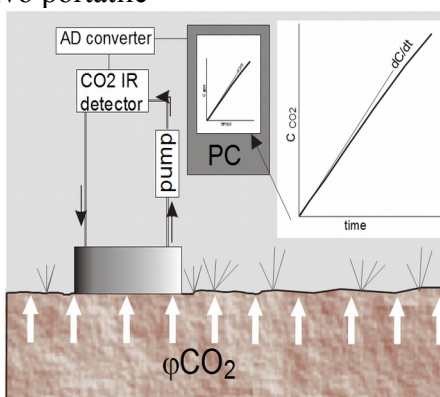


Fig. 6: elementi e funzionamento della camera d'accumulo.

Si procede facendo aderire il più possibile il lato aperto della camera cilindrica al terreno, senza però applicare pressioni eccessive. L'aderenza al terreno impedisce all'aria atmosferica di entrare durante la misurazione; ciò è importante specialmente in giorni ventosi. (Chiodini et al., 1998)

Il gas fluisce in continuo dalla camera allo spettrofotometro, il quale misura a brevi intervalli di tempo (es. 250 msec.), i valori di C_{CO_2} . Il gas poi torna alla camera d'accumulo per non generare depressione che "aspirerebbe" il gas dal suolo alterando il flusso naturale. Per garantire che avvenga un mescolamento nella camera, questa è dotata di un "tubo" microforato che ri immette in gas nella camera creando una turbolenza e lo miscela. Le informazioni acquisite dal sensore IR (che ha un range da 0 a 20000 ppm) sono trasformate dal convertitore di segnale analogico-digitale, e vengono plottate da un computer palmare in un grafico C_{CO_2}/t , dal quale è possibile ottenere la misura di ϕ_{CO_2} . Questo valore infatti è legato da una proporzionalità diretta con il coefficiente angolare α della retta risultante dal grafico C_{CO_2}/t (dC/dt), che viene calcolato direttamente in campagna dal software utilizzato.

Per ottenere la relazione tra l'incremento della concentrazione nel tempo (dC/dt) e il flusso si è considerato il sistema della camera d'accumulo, risolvendo l'equazione del bilancio di massa, in un intervallo di tempo $t+dt$:

$$V_c C_{CO_2,(t+dt)} = V_c C_{CO_2,t} + \phi_{inp} A_c C_{suolo CO_2} dt - \phi_{out} A_c C_{CO_2,t} dt$$

Da cui si ottiene:

$$\phi_{CO_2} = \alpha \cdot H_c$$

Dove α è la variazione di CO_2 nell'intervallo di tempo (o coefficiente angolare) e H_c è l'altezza della camera (V/A_c).

Il coefficiente teorico H_c non viene applicato sul campo, in quanto il reale volume da considerare è costituito anche di tubi che collegano le componenti. Essendo i volumi di questi difficili da misurare, il coefficiente è calcolato direttamente in laboratorio tramite la misura di un flusso di gas controllato, a concentrazione nota, che attraversa un volume di suolo sintetico. Il coefficiente ricavato viene indicato con cf (Chiodini et al., 2008).

Sono da considerare numerosi fattori ambientali durante la misurazione, perlopiù ovviabili lavorando in periodi di tempo stabile e/o effettuando piccole correzioni (Chiodini et al., 1998).

2.2- Elaborazione statistica dei dati: ripartizione in popolazioni

Il primo passo in questo tipo di trattazione è quello di inserire i dati in un istogramma di frequenza. Generalmente il campione di dati presenta un andamento caratterizzato da una frequenza maggiore per i valori più bassi di flusso e via via minore per valori più elevati di flusso, mostrando una distribuzione non gaussiana definita "Positively skewed". Si procede quindi considerando i logaritmi dei valori di ϕ_{CO_2} per verificare se i dati hanno una distribuzione log-normale. Generalmente l'istogramma dei logaritmi del flusso mostra due picchi di frequenza, ad indicare una distribuzione bimodale (Cardellini et al., 2003), cioè che il campione di dati è una combinazione di due popolazioni con distribuzione lo-

normale.

Per poter stimare i valori di media e varianza delle due popolazioni fornite dai picchi di frequenza, si è utilizzato il diagramma di probabilità logaritmico che mette in relazione i logaritmi dei valori i con la frequenza cumulativa.

Nel diagramma una distribuzione con n popolazioni darà una curva con $n-1$ punti di flesso (Cardellini et al., 2003). L'approccio adottato per la ripartizione delle popolazioni (distribuzione bimodale) viene definito Graphical Statistic Approach (GSA) (Chiodini et al., 1998; Cardellini et al., 2003) in cui viene eseguito il metodo di ripartizione proposto da Sinclair (1974):

- (1) Si stabilisce il punto di flesso sul grafico che permette di identificare le proporzioni tra le due popolazioni (%Pop_A e %Pop_B);
- (2) Si individuano le percentuali cumulative dei valori rispetto alla popolazione cui appartengono.
- (3) Vengono tracciate le rette passanti per i valori individuati (ognuna rappresenta una popolazione. Avvicinandosi al punto di flesso, i valori individuati si discosteranno sempre più dall'andamento rettilineo, poiché in quel range di valori le popolazioni si influenzano tra loro).

Vengono individuati i relativi valori di media e deviazione standard dei logaritmi, corrispondenti ai quantili 0 e $\pm 1\sigma$.

Si adotta il "Sichel's t-estimator" (Sinclair, 1974) per ottenere, dai valori logaritmici ricavati, una stima di media e varianza (l'intervallo di confidenza del 90%) reali.

$$t - estimator = e^{\bar{x}} \gamma(V)$$

Con \bar{x} : media (log) e $\gamma(V)$ = fattore nella tavola A di Sichel.

Per calcolare l'intervallo di confidenza della media si definiscono il limite superiore e il limite inferiore come:

$$\text{Limite inferiore} = t\text{-estimator} \cdot \psi_{0.05}$$

$$\text{Livello superiore} = t\text{-estimator} \cdot \psi_{0.95}$$

Dove ψ : fattore nella tavola B di Sichel; anche questo valore dipende da varianza e numero di campioni.

I parametri statistici delle diverse popolazioni possono essere utilizzati per stimare il flusso totale di CO₂ associato a queste, considerando che ogni popolazione sia associabile ad un'area in proporzione all'area totale indagata.

Questa è calcolata moltiplicando %Pop per l'area totale; il risultato viene moltiplicato per il ϕ_{CO_2} medio di una popolazione al fine di ottenere l'output totale di CO₂ per una popolazione. L'intervallo di confidenza permette una stima dell'incertezza (Cardellini et al., 2003).

2.3- Elaborazione geostatistica dei dati: mapping mediante simulazioni e calcolo dell'output CO₂ su base geostatistica

La geostatistica è uno strumento che può essere usato per determinare il valore di una variabile in posizioni dello spazio in cui non sono presenti valori noti (cioè, in punti in cui non sono state effettuate misurazioni).

L'algoritmo utilizzato in questo lavoro è di tipo probabilistico e consente di analizzare il processo assumendo che i dati delle variabili siano legati da un processo random: il data set ottenuto dalle misurazioni è considerato una delle possibili realizzazioni (risultati) di una funzione random (Cardellini et al., 2003).

In particolare è stato utilizzato il metodo delle “simulazioni sequenziali gaussiane” per produrre delle mappe che permettano di definire la geometria e l'estensione dell'area di degassamento (DDS, diffuse degassing structure) oltre che quantificare il flusso totale dell'intera area investigata.

2.3.1 Stazionarietà e variogramma

Per poter applicare i metodi geostatistici la variabile deve essere “stazionaria”. La legge di variabilità spaziale può essere indagata e definita attraverso il suo variogramma. In particolare una variabile è stazionaria quando al crescere della distanza, il variogramma aumenta fino a raggiungere un valore soglia.

Il variogramma $\gamma(h)$ è una funzione che descrive la variabilità nello spazio e viene generalmente espresso come:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{(u_i, u_j) \in h} (z(u_i) - z(u_j))^2$$

Con N pari al numero di punti posti ad una distanza $|h|$ e $z(u_{i,j})$ pari ai valori degli estremi del vettore h .

Il variogramma è definito *onnidirezionale* se si considera con un angolo di tolleranza di 90° per individuare le coppie di punti separate dal vettore h , mentre si definisce *direzionale* per angoli di tolleranza minori. Viene quindi tracciato un grafico ($y = \gamma$; $x = h$) con una serie di punti, da cui si ricava un modello teorico che fitta l'andamento del variogramma sperimentale.

2.3.2 Simulazioni sequenziali Gaussiane (sGs)

L'algoritmo geostatistico simula gli attributi di una variabile (nel caso specifico il ϕ_{CO_2}) sui nodi di una griglia definita sull'area di interesse (Cardellini et al., 2003). Per le misure già esistenti, l'algoritmo le attribuirà ai nodi più vicini, mentre per i nodi privi di dati verranno simulati dei valori basandosi sull'estimatore Simple Kriging.

Lo scopo dell'algoritmo è quello di generare n realizzazioni (cioè n mappe) che riproducano l'andamento originario di istogramma e variogramma ottenuti dai dati originali (Deutsch and Journel, 1998).

Il diagramma di flusso dalla sequential Gaussian simulation è mostrato in figura 7.

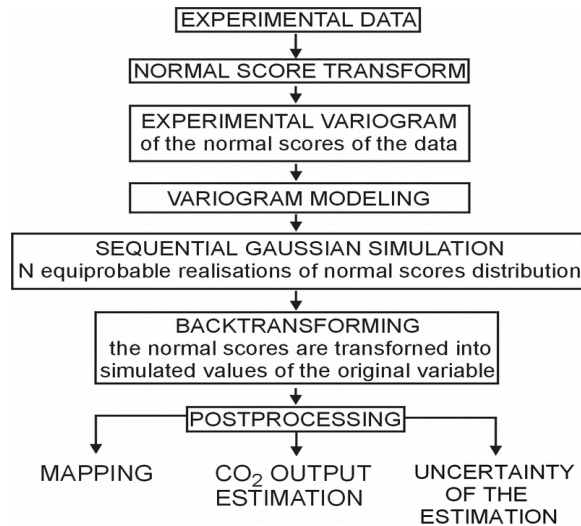


Fig. 7: Algoritmo dell'sGs (Deutsch and Journel, 1998)

I dati originali ottenuti dalle misurazioni devono essere normalizzati, in quanto l'sGs lavora su una distribuzione multigaussiana (Deutsch and Journel, 1998). Questo procedimento ("nscore trasformazione") consiste nel sostituire i valori originali con i corrispettivi quantili di una distribuzione normale standard.

Viene quindi costruito il variogramma e se ne ricava il modello teorico. Nel nostro caso il modello teorico (predefinito) è di tipo "sferico", descritto dalla relazione:

$$\gamma = c_0 + c \left[1.5 \left(\frac{h}{a} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right], h < a$$

$$\gamma = 1, \quad h > a,$$

Con: C_0 = Nugget effect; C = Sill; a = range (distanza in cui il variogramma raggiunge il valore del sill). Il nugget effect è un valore che definisce la varianza per distanze minori di h ; il sill è il valore soglia a cui tende asintoticamente la funzione (circa pari ad uno per una distribuzione normalizzata).

La simulazione prosegue seguendo un percorso random per ogni nodo, attribuendo ad ognuno i valori di media e varianza ottenuti tramite il Simple Kriging. Questo fornisce un valore medio ed una varianza per ogni punto, condizionando il calcolo ai circostanti dati originali e ai valori precedentemente stimati. Ottenuta la distribuzione di probabilità per ogni nodo sulla base del valore medio stimato e della varianza, ad ognuno di questi viene attribuito un valore random estratto dalla distribuzione di probabilità.

Terminato il calcolo ai nodi, viene effettuata infine un'operazione di backtransforming (processo inverso alla "nscore"). Si ottiene così una realizzazione (cioè una mappa) con un variogramma ed un istogramma molto simili a quelli calcolati dai dati originali.

2.3.3 Post-processing: mapping e stima dell'output totale di CO₂ e relativa incertezza

Dalle n realizzazioni ottenute, allo scopo di definire il flusso medio di CO₂ dal suolo, viene stilata una mappa definita E-type, prodotta tramite una media aritmetica dei valori dello stesso nodo di ogni realizzazione. La mappa risultante mostra il "valore atteso" (cioè il valore medio) per ogni punto.

Per poter definire l'estensione areale e la geometria del DDS (cioè l'area interessata da un flusso di CO₂ anomalo) si può utilizzare una mappa di probabilità, che riporta la probabilità, per ogni punto, di superare il valore soglia identificato come valore di cutoff (valore limite del background (ϕ_{bio}), vedi paragrafo 2.2) (Cardellini et al., 2003; Chiodini et al., 2008). Entrambi i processi sono mostrati in figura 9.

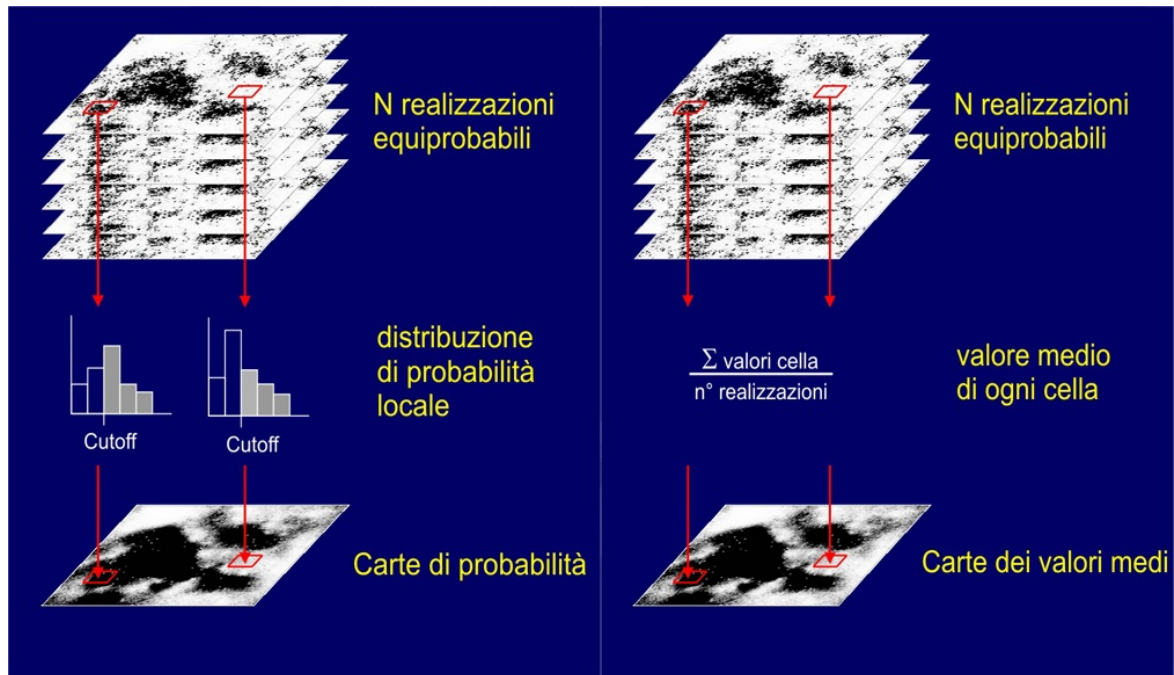


Fig. 9: Sequenze per la produzione di una carta delle probabilità (dx) e delle medie dei flussi (sx).

La stima dell'output totale di CO₂ relativo ad ogni realizzazione può essere calcolata come:

Output di CO₂ relativo ad ogni realizzazione:

$$\sum(\phi \text{ CO}_2(\text{nodo}) \times A (\text{cella}))$$

Output totale di CO₂ da n realizzazioni:

$$\sum(M_i \text{ n } \phi \text{ CO}_2(\text{nodo}) \times A (\text{cella}))$$

Stima dell'incertezza:

$$\text{Standard dev. di } \phi \text{ CO}_2(\text{nodo}) \times A (\text{cella})$$

Per l'analisi dei dati e mapping sono stati utilizzati i software *Libre Office Calc 4.4.3.2*, *WinGslib 1.5.8* e *Gsview 2.6*. Per la restituzione grafica delle mappe è stato utilizzato il software *QuantumGis 2.4.0 – Chugiak*.

3. Risultati della campagna di Marzo 2015

3.1- Descrizione campagna e dati

La raccolta dei dati sul campo è avvenuta nei giorni 19 e 20 Marzo 2015, in collaborazione con l'università di Perugia. In totale si sono effettuate 434 misure di ϕCO_2 con la camera d'accumulo ed altrettante misurazioni della temperatura del suolo nei primi 10cm di profondità con una termocoppia con sonda. In figura 10 viene mostrata la distribuzione areale dei punti di misura, scelti in modo tale da avere una distribuzione il più possibile uniforme all'interno delle aree di interesse (in relazione anche alla possibilità pratica di poter accedere a determinate zone). Come è visibile anche dalla carta, la campagna ha interessato il cratere della Solfatara e l'area di Pisciarelli (a NE del cratere), interessata da attività di degassing.

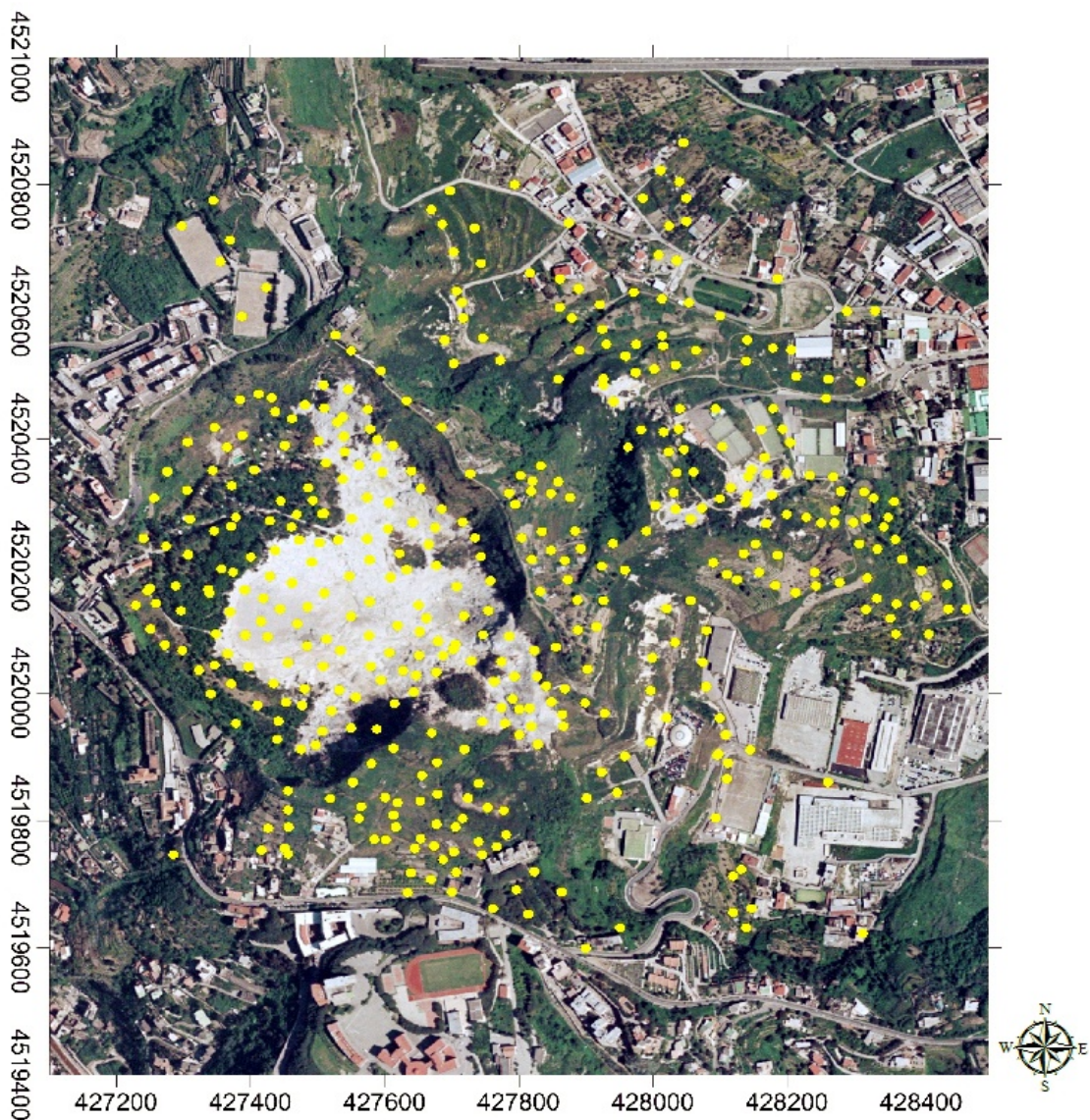


Fig. 10: distribuzione areale dei punti di misura. (Scala 1:10000)

I valori ottenuti spaziano in un ampio range di 5 ordini di grandezza; il valore minimo ottenuto è di $6.9 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ e quello massimo è di $29509 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ con una media di $1862 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Questi dati sono quindi stati trattati con i metodi statistici e geostatistici descritti nel capitolo 2.

3.2- Trattazione statistica: definizione delle popolazioni e dei loro parametri statistici

Il diagramma di probabilità, ottenuto dai logaritmi dei flussi di CO_2 , mostra chiaramente un andamento curvilineo con un punto di flesso che suggerisce una distribuzione bimodale (Figura 11).

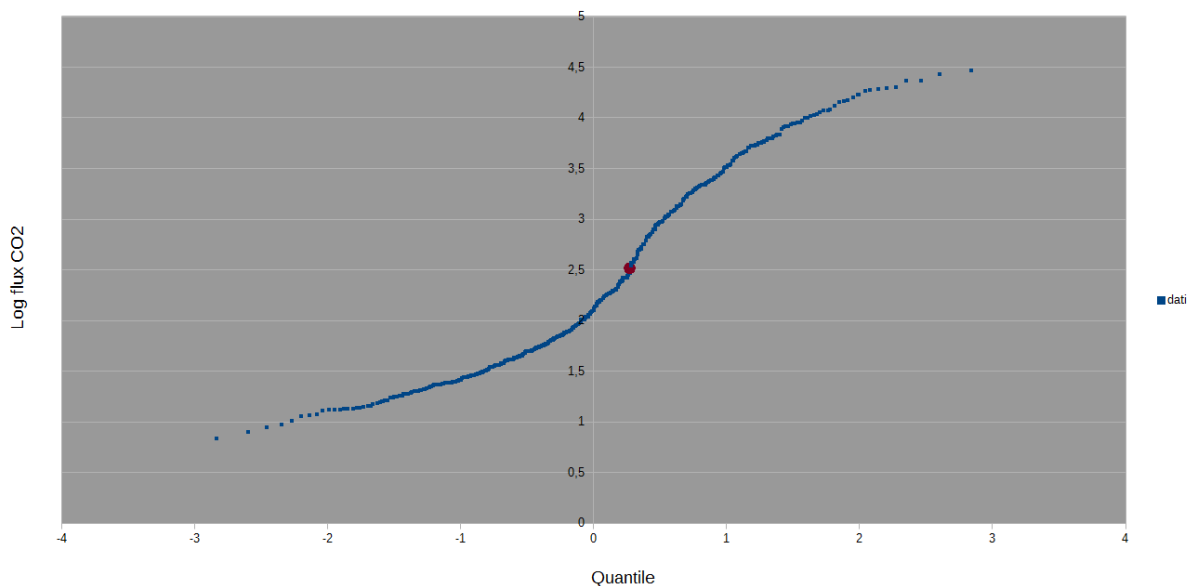


Fig. 11: Probability Plot dei dati.

La distribuzione bimodale dei dati, insieme all'ampio range di valori di flusso, suggerisce la presenza di una duplice sorgente di CO_2 . Queste due sorgenti sono probabilmente riferibili, una al processo di degassamento del sistema idrotermale (valori più alti, oltre il punto di flesso) e ad una alla presenza di materia organico nel suolo in decomposizione, nonché alla presenza di vegetazione viva e quindi alla sua respirazione. Le sorgenti forniscono flussi caratteristici differenti, questo determina la formazione di una curva nel diagramma di probabilità. Minore è la differenza tra i range di valori, minore sarà la curvatura nel punto di flesso.

È importante evidenziare che procedendo verso il punto di flesso, i valori possono essere appartenenti sia ad una, sia all'altra popolazione.

Il punto di flesso è stato identificato sul punto (0.27;2.51) riportato in figura 2 che, definendo la popolazione caratterizzata da più alti valori come popolazione A e quella a più bassi valori popolazione B, permette di dire che il campione di dati è dato dalla combinazione di 40% popolazione A e 60% popolazione B.

La partizione delle due popolazioni è stata effettuata seguendo il metodo grafico di Sinclair (1974), specificato nel capitolo 2. Si è verificata la validità di questa operazione ottenendo un modello teorico di curva che segue l'andamento dei 434 punti, tramite la formula:

$$P_m = f_A P_A + f_B P_B$$

Dove: P_m punto del modello teorico; $f_{A,B}$ percentuale delle rispettive popolazioni; $P_{B,A}$ punto sui rispettivi segmenti. (Sinclair, 1974).
 Il risultato è riportato nella figura 12 (curva "modello" in rosso).

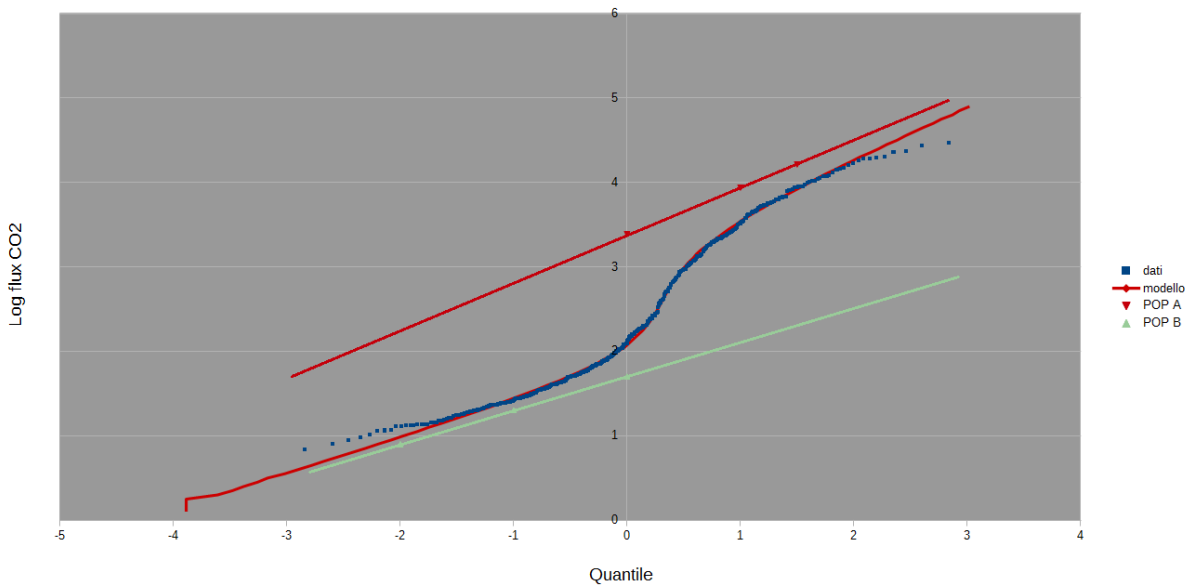


Fig.12: Distribuzione dei valori dei flussi idrotermali (POP A) e biogenici (POP B), suddivisi con metodo grafico (Sinclair, 1974).

Tramite la corrispondenza su $\mu=0$, si è trovata la media dei valori logaritmici. La deviazione standard dei dati è invece identificata in corrispondenza di $\sigma=1$.
 I risultati così ottenuti sono:

Pop	%	μ (Media log)	σ (Dev. Std log)
$A_{(vulc)}$	40	3,39	0,55
$B_{(bio)}$	60	1,7	0,4

Tabella 1: valori logaritmici di media e dev std.

Con l'estimatore di Sichel, descritto nel capitolo 2 sono stati calcolati la media e l'intervallo di confidenza della media dei flussi di CO_2 delle 2 popolazioni. I passi eseguiti per ottenere tali valori sono:

- Calcolo della varianza.
- Identificazione del $\gamma(V)$ sulla tabella III di Sichel e calcolo della media dei valori di flusso tramite t-estimator.
- Calcolo di Upper e Lower Limit (UL e LL) dell'intervallo di confidenza al 90%.

I risultati sono visibili in Tabella 2.

Pop	Media (g m ⁻² d ⁻¹)	LL (g m ⁻² d ⁻¹)	UL (g m ⁻² d ⁻¹)	Area (m ²)	Output (t d ⁻¹)
A_(vulc)	5442	4296	7358	580800	3161
B_(bio)	76,5	66,1	91,4	871200	76
Totale				1452000	3227

Tabella 2: dati risultanti dal calcolo con t-estimator e calcolo del flusso totale di CO₂

Osservando i dati riportati in tabella emerge come la popolazione A è caratterizzata da valori medi molto elevati (5442 g m⁻² d⁻¹ con un intervallo di confidenza pari a 4296 – 7358 g m⁻² d⁻¹), mentre la popolazione B presenta una media più bassa (76.5 g m⁻² d⁻¹, e intervallo di confidenza 66.2 – 91.5 g m⁻² d⁻¹). Dalla media stimata è stato quindi ricavato l'output totale di ogni popolazione tramite il prodotto di quest'ultima per la frazione di area interessata dalla sorgente, considerando un'area totale indagata di 1.452 km², pari a quella considerata nella trattazione geostatistica, per confrontare i risultati dei due approcci.

Il rilascio totale di CO₂ calcolato con questo approccio statistico, ammonta a circa 3161 t d⁻¹ per la sorgente vulcanica e circa 76 t d⁻¹ per una sorgente non vulcanica. Una stima dell'area occupata dal DDS è di circa 0.6 km².

3.3- Trattazione geostatistica e mapping

I dati sperimentali ottenuti sono stati oggetto di una analisi di tipo geostatistico. Questo ha permesso di effettuare un'analisi sulle strutture di degassamento e stimare i valori di output totale di CO₂ dell'intera area della Solfatara con un approccio differente da quello puramente statistico precedentemente descritto. Il valore aggiunto di questo approccio per la stima dei flussi è legato al fatto che si tiene in considerazione l'ubicazione spaziale dei campioni e le loro relazioni, che non sono considerati in un approccio puramente statistico, per cui tutte le osservazioni sono considerate “indipendenti” e quindi vengono egualmente “pesate” nella stima dei valori medi e quindi nel calcolo del flusso totale.

Il variogramma sperimentale dei flussi di CO₂, normalizzati attraverso la procura n-score (vedi capitolo 2) è riportato in figura 13.

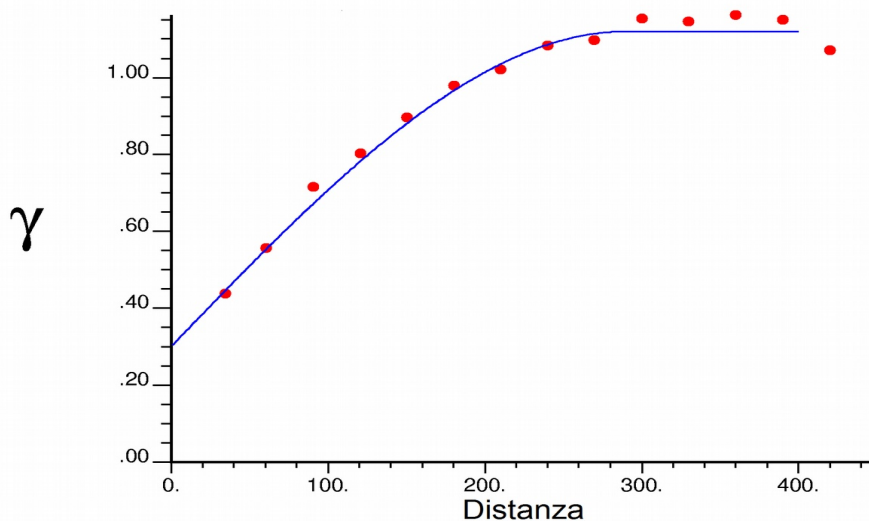


Fig.13: Variogramma sperimentale con modello teorico.

L'andamento è stato modellizzato con un modello sferico (curva in blu), che presenta questi parametri:

-Nugget= 0,3

-Sill= 1,12

-Range=290 m

Questo variogramma mette in evidenza una buona struttura spaziale dei dati, caratterizzata da una anomalia con dimensione caratteristica di circa 300m, come indicato dal range del variogramma.

Il modello è stato poi considerato per l'applicazione delle Simulazioni Sequenziale Gaussiana (sGs). Con la sGs sono state sviluppate 100 realizzazioni considerando una griglia di 121x120 nodi con area 10x10m (Area=1452000m²). Ad ogni nodo è stato attribuito un valore secondo l'algoritmo esposto in precedenza.

Da tutte le realizzazioni è stata quindi prodotta una mappa dei valori medi dei flussi, attraverso la media lineare dei valori dei nodi.

Il risultato è riportato nella carta di figura 14. Tutte le classi di colore al di sopra del blu

scuro sono considerate classi di valori anomali, perché superano la soglia di $50 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, stimato come il doppio del valore di background biologico che si aggira, per la Solfatara, attorno ai $20 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Chiodini et al., 2008).

Carta dei flussi

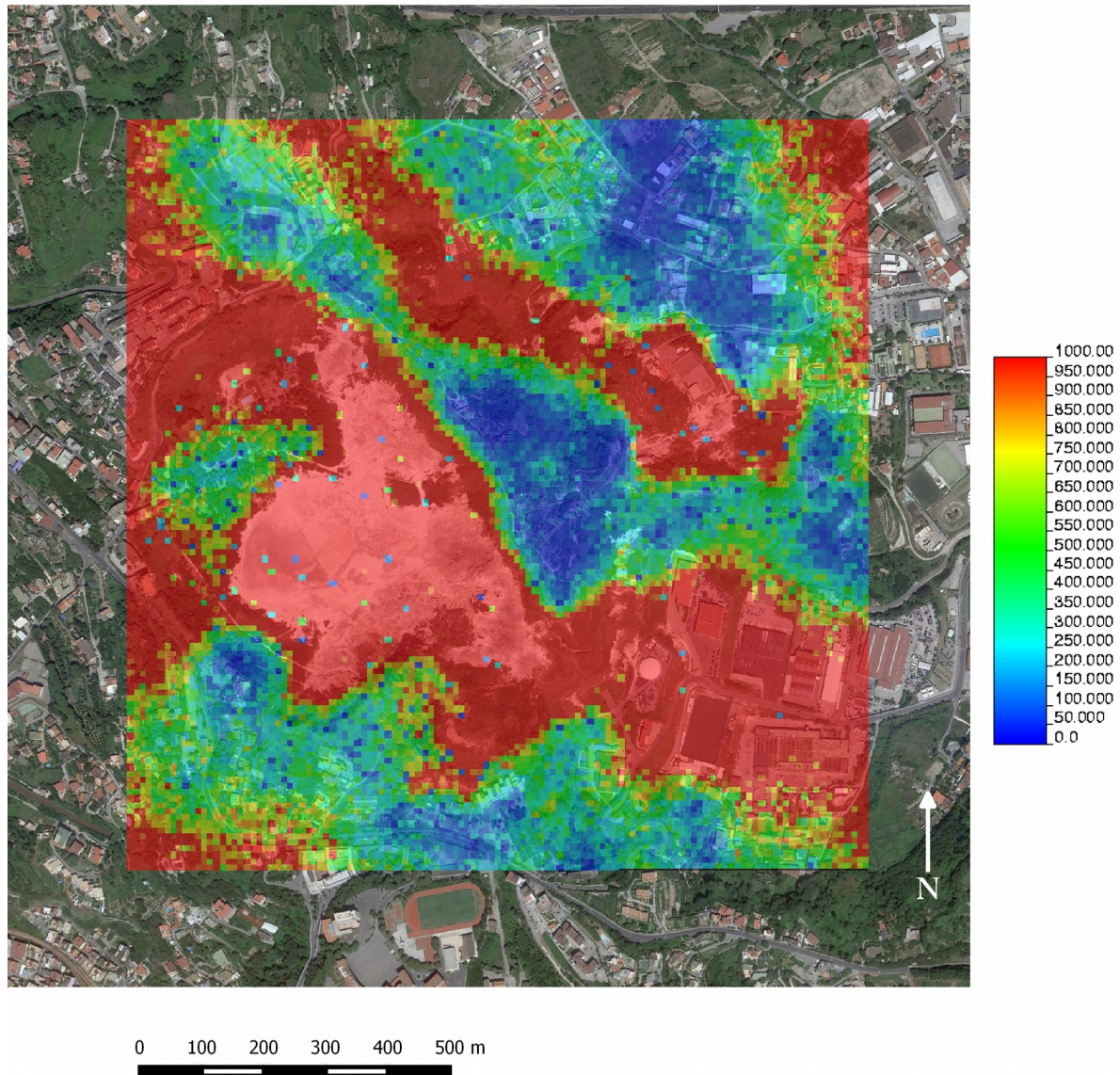


Fig. 14: mappa delle medie dei flussi. La scala del flusso è in $\text{g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

La mappa di figura 5 mette in evidenza la presenza di più aree di degassamento anomalo, cioè alimentate da CO_2 di origine profonda: una coincide con l'area interna al cratere della Solfatara, un'altra mette in evidenza una struttura di degassamento orientata circa NW-SE nell'area di Pisciarelli esterna al cratere, e una terza area, quasi un continuità con le altre due ubicata a SE rispetto all'area craterica.

Considerando i valori di ogni nodo della mappa dei flussi medi risultanti è stato calcolato output totale di 1955 t d^{-1} di CO_2 per l'intera area. Questo valore, minore rispetto a quanto ottenuto dall'approccio statistico, è da considerarsi più affidabile poiché, come detto in precedenza, tiene in considerazione la distribuzione spaziale dei valori misurati.

L'estensione del DDS e la relativa geometria sono state invece identificate facendo

affidamento alla mappa di probabilità (figura 15), che mostra la probabilità per ogni nodo di superare il valore soglia di $50\text{g}/\text{m}^2$.

Carta delle probabilità

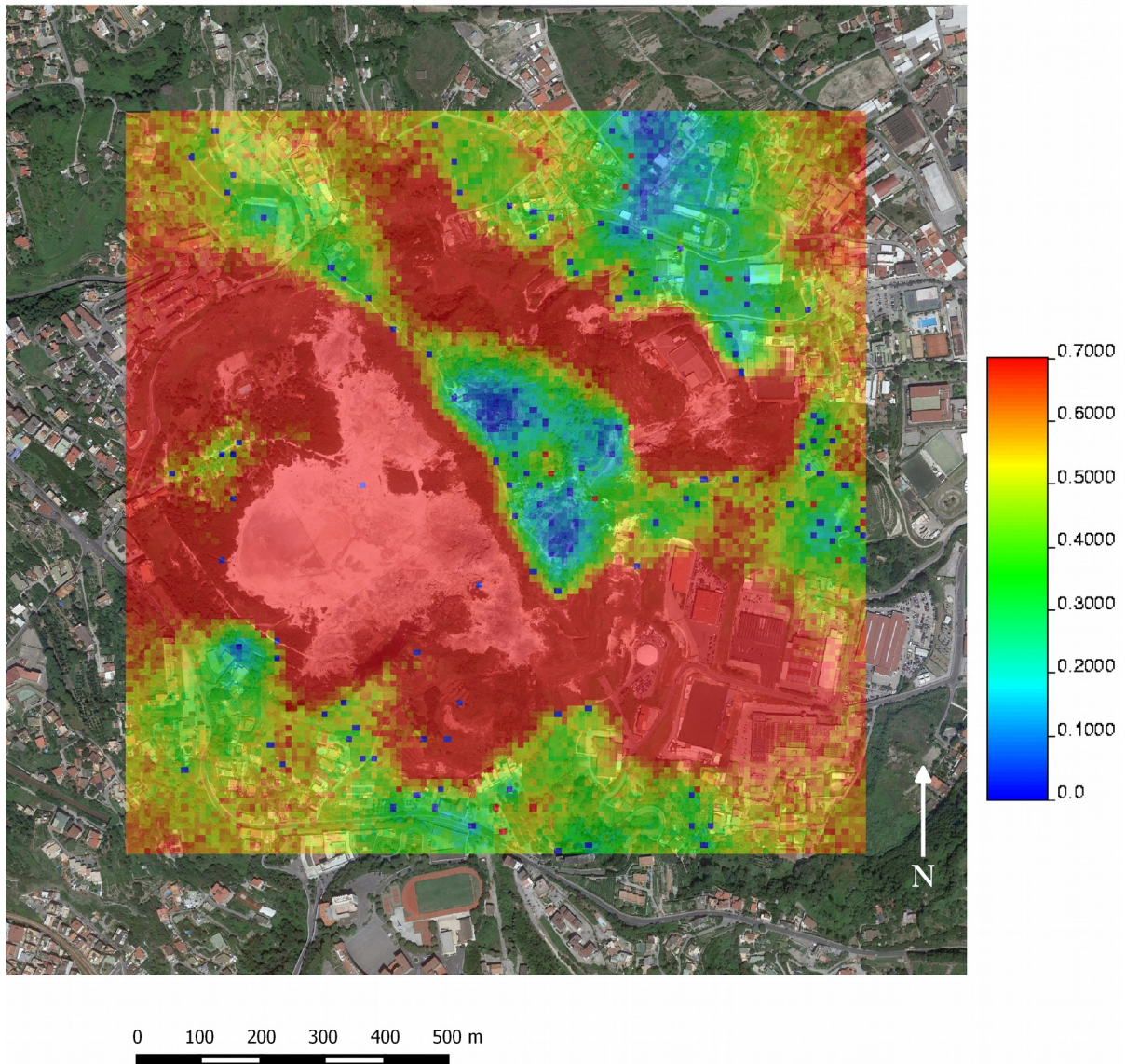


Fig. 15: *mappa delle medie di probabilità dei flussi. La scala del flusso % riportata a 0.7 (100%=1) ed esprime la probabilità che i valori simulati per ogni cella siano $> 50\text{ g m}^{-2}\text{ d}$ (vedi testo). (Scala 1:10000)*

Le celle che superano il 50% di probabilità sono considerate come interessate da un flusso alimentato dal sistema idrotermale. Dalla carta delle probabilità l'estensione del DDS risulta essere di circa 1.03 km^2 .

4. Discussione dei risultati e conclusione

Questo studio presenta i risultati ottenuti dall'analisi delle 434 misure del flusso di CO₂ diffuso dal suolo, prese presso il cratere della Solfatara di Pozzuoli.

Tali valori vengono periodicamente acquisiti allo scopo di monitorare il comportamento del sistema idrotermale presente.

Quest'area presenta uno dei tassi di rischio più alti a livello internazionale, data la densità di popolazione e l'esplosività delle eruzioni a cui potrebbe dare luogo.

I mezzi di indagine applicati sono molto efficaci allo scopo, in quanto permettono di trattare un grande quantitativo di dati in un periodo di tempo molto breve.

In pochi giorni è infatti possibile quantificare il flusso di CO₂ e sviluppare carte che mostrano la distribuzione areale del flusso.

Utilizzando il metodo grafico statistico si sono distinte due popolazioni statistiche del flusso che caratterizzano l'area studiata. I valori più alti ("Popolazione A") sono da ricondurre con certezza a flussi di CO₂ prodotti da una sorgente idrotermale. Riguardo il range di valori più bassi, identificato come "Popolazione B", questi potrebbero essere interamente legati ad una sorgente biologica (es. attività biologica e/o presenza di materiale organico in decomposizione) anche se questa attribuzione non può essere univoca in assenza di dati sulla composizione isotopica del carbonio della CO₂ ed è stata messa in già discussione da precedenti studi (Chiodini et al., 2008). Il flusso medio stimato per la sorgente vulcanica risulta pari a 5442 g m⁻² d⁻¹, con un intervallo di confidenza di 4296 – 7358 g m⁻² d⁻¹; il flusso biologico è di 76.5 g m⁻² d⁻¹ e l'intervallo di confidenza è uguale a 66.2 – 91.5 g m⁻² d⁻¹.

Attraverso le simulazioni Sequenziale Gaussiana è stato possibile apprezzare la geometria e la distribuzione spaziale della Diffuse Degassing Structure (evidenziate dalla carta di probabilità); questa è molto più estesa rispetto al solo cratere della Solfatara: come è possibile notare dalla presenza, a NE del cratere stesso, di un'area evidenziata in rosso, che rappresenta la zona di Pisciarelli, interessata di recente da un incremento dell'attività fumarolica.

È importante notare che il DDS e di conseguenza i valori più alti di emissione di CO₂ corrispondano al principale sistema di faglie orientate NW-SE e di fratture ENE-WSW situate sia all'interno che all'esterno del cratere (figura 16). Questo dimostra che la relazione tra le strutture tettoniche ed il degassamento è molto stretta.

L'area totale calcolata per la struttura degassante è di 1.03 km². Se confrontato con i valori calcolati durante gli altri anni (tabella 3) si può notare come sia ben più estesa dei valori di estensione del DDS misurati dal 1998 al 2007. Inoltre è evidente l'aumento più o meno costante di dimensioni dell'area degassante, anche se con qualche fluttuazione tra i 0.9 e 0.8 km² tra il 2003 ed il 2005.

Oltre all'estensione dell'area, gli stessi valori di flusso medio di CO₂ idrotermale emessi risultano anomali. Infatti dai dati ottenuti con il metodo grafico, se confrontati rispettivamente con i valori delle colonne 8 e 10 della tabella 3, risultano notevolmente più alti.

Per quanto riguarda l'output totale di CO₂, come definito precedenza, il più affidabile risultato è quello di 1955 t d⁻¹ derivato dalle mappe di CO₂ elaborate con l'approccio geostatistico, invece che 3161 t d⁻¹ stimate con il metodo statistico. Anche in questo caso tale valore è più alto rispetto a quelli degli scorsi anni.

Da queste evidenze, e in accordo con studi più recenti (Chiodini et al., 2015), è possibile constatare che l'apporto di energia alla Solfatara negli ultimi anni è aumentato

costantemente e ciò è imputabile all'arrivo di maggiori quantità di fluidi magmatici nel sistema idrotermale.

Anche se non è possibile prevedere con certezza il comportamento del sistema idrotermale nel prossimo futuro, lo studio di volatili come CO₂, CH₄, He ed altri traccianti chimici è sicuramente un potente mezzo di indagine, utile a valutazioni di rischio e creazione di modelli descrittivi.

Table 2. Description of the CO₂ Flux Surveys, of the Statistical Parameters of CO₂ Flux Partitioned Populations, and of the Size of the Solfatara DDS Surface From 1998 to 2008^a

Survey Period	Number of Measures	CO ₂ Flux			Population Fraction (%)		Mean CO ₂ Flux		Mean CO ₂ 95% Confidence Interval		DDS Surface ^b (10 ⁵ m ²)
		Minimum	Maximum	Average	LF	HF	LF	HF	LF	HF	
Dec 1998	402	1.9	51,940	1268	0.61	0.39	19	3686	19–23	2671–5654	4.55
Jul 2000	414	3.0	30,987	1300	0.61	0.39	24	4609	21–28	3232–7453	4.55
Feb 2003	398	0.8	51,978	842	0.41	0.59	14	1865	13–17	nd	5.46
Jul 2003	391	3.8	12,823	647	0.40	0.60	33	1253	29–38	915–1916	8.43
Apr 2004	413	2.7	40,123	1260	0.41	0.59	47	2577	42–52	1820–4080	9.91
Aug 2004	404	1.8	33,116	863	0.35	0.65	49	1053	43–58	805–1501	9.61
Mar 2005	423	1.6	18,515	692	0.43	0.57	53	1004	44–66	791–1339	8.90
Oct 2005	408	3.9	24,151	1008	0.63	0.37	88	2791	73–110	2194–3793	9.14
May 2006	403	0.5	34,560	716	0.60	0.40	65	1547	62–78	1240–2047	9.78
Oct 2006	400	3.5	39,548	1194	0.53	0.47	75	2609	63–91	1932–3884	9.17
Mar 2007	373	8.4	28,834	1138	0.46	0.54	47	2228	42–53	1613–3440	9.23
Jun 2008	427	6.5	14,981	804	0.44	0.56	58	1550	51–66	1177–2231	10.58

Tabella 3: descrizione delle misure effettuate dal 1998 al 2008. La tabella mostra: 1) data di misurazione; 2) numero di misure; 3) valore minimo, massimo e media dei valori misurati; 4) percentuale per popolazione biologica e vulcanica; 5) media dei flussi stimati con GSA; 6) intervalli di confidenza al 95% per ogni popolazione; 7) superficie del DDS. (Chiodini et al., 2010)

Carta dei flussi

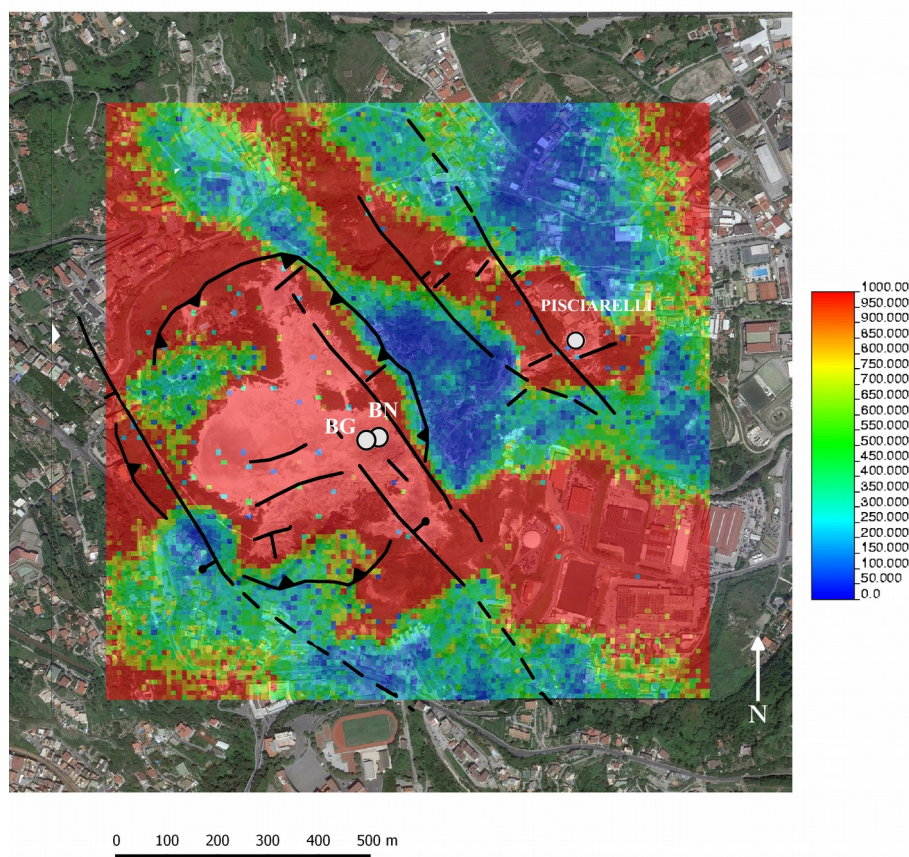


Fig. 16: carta dei flussi con sistema di faglie e fratture. In evidenza i punti delle principali bocche fumaroliche.

Bibliografia

- Caliro S., Chiodini G., Moretti R., Avino R., Granieri D., Russo M., Fiebig J., 2007. The origin of the fumaroles of La Solfatara (Campi Flegrei, South Italy). *Geochim. Cosmochim. Acta* 71: 3040-3055.
- Cardellini C., Chiodini G., Frondini F., 2003. Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: Mapping and quantification of gas release. *J. Geophys. Res.*, 108(B9): 2425.
- Chiodini G., Caliro S., Cardellini C., Avino R., Granieri D., Schmidt A., 2008. Carbon isotopic composition of soil CO₂ efflux, a powerful method to discriminate different sources feeding soil CO₂ degassing in volcanic-hydrothermal areas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274: 372-379.
- Chiodini G., Caliro S., Cardellini C., Granieri D., Avino R., Baldini A., Donnini M., Minopoli C., 2010. Long-term variations of the Campi Flegrei, Italy, volcanic system as revealed by the monitoring of hydrothermal activity. *J. Geophys. Res.* 115, B03205.
- Chiodini G., Cioni R., Guidi M., Raco B., Marini L. (1998) Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry*. 13(5): 543-552.
- 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(8): 16,213–16,223.
- Chiodini G., Granieri D., Avino R., Caliro S., Costa A., Werner C., 2005. Carbon dioxide diffuse degassing and estimation of heat release from volcanic and hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.* 110, B08204.
- Chiodini G., Todesco M., Caliro S., Del Gaudio C., Macedonio G., Russo M., 2003. Magma degassing as a trigger of bradyseismic events; the case of Phlegrean Fields (Italy). *Geophys. Res. Lett.* 30(8): 1434.
- Chiodini G., Vandemeulebroeck J., Caliro S., D'Auria L., De Martino P., Mangiacapra A., Petrillo Zaccaria., 2015 Evidence of thermal-driven process triggering the 2005-2014 unrest at Campi Flegrei caldera. *Earth Planet. Sci. Lett.* 414: 58-67.
- Di Vito M. A., Isaia R., Orsi G., Southon J., de Vita S., S'Antonio M., Pappalardo L., Piochi M., 1999. Volcanism and deformation since 12,000 years at th Campi Flegrei caldera (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91: 221-246.
- Di Vito M., Lirer L., Mastrolorenzo G., Rolandi G., 1987. The 1538 Monte Nuovo eruption (Campi Flegrei, Italy). *Bull Volcanol* 49: 608-615.
- Deutsch, C. V., and Journel, A. G. (1998). *GSLib. Geostatistical software library and user's guide*: 369.
- Granieri D., Avino R., Chiodini G., 2010. Carbon dioxide diffuse emission from the soil: ten years of observations at Vesuvio and Campi Flegrei (Pozzuoli), and linkages with volcanic activity. *Bull Vulcanol* 72: 103-118.
- Orsi G., Civetta L., Del Gaudio C., de Vita S., Di Vito M. A., Isaia R., Petrazzuoli S. M., Ricciardi G. P., Ricco C., 1999. Short-term ground deformations and seismicity in the resurgent Campi Flegrei caldera (Italy): an example of active block-resurgence in a densely populated area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 91: 415-451.
- 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.
- Petrillo Z., Chiodini G., Mangiacapra A., Caliro S., Capuano P., Russo G., Cardellini C., Avino R. Defining a 3D physical model for the hydrothermal circulation at Campi Flegrei caldera (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 264: 172-182.
- Scarpati C., Cole P., Perrotta A., 1993. The Neapolitan Yellow Tuff – A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy. *Bull Vulcanol* 55: 343-356.
- Sinclair A. J., 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *J. Geochem. Explor.* 3: 129-149.