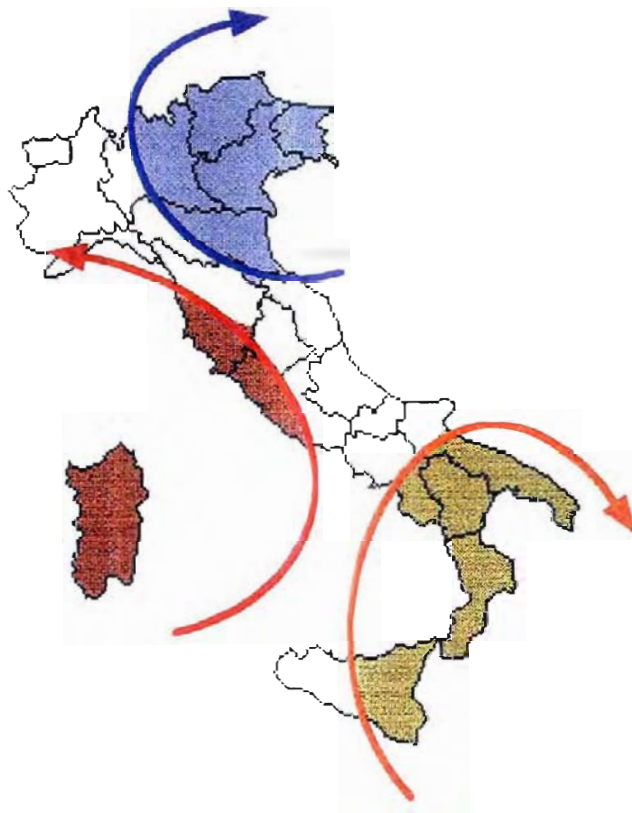


INVENTARIO DELLE RISORSE GEOTERMICHE NAZIONALI

ENEL S.p.A. DPT / VDAG
ENI-AGIP SERG
CNR IIRG
ENEA AMB / ANV

VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE



RAPPORTO a cura di:

Geotermica Italiana s.r.l.

con incarico **ENEA - Roma** del 29/07/1992

GIUGNO 1993

MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO

Legge 9 Dicembre 1986, n.896

" *Disciplina della ricerca e della coltivazione delle risorse geotermiche* "

INVENTARIO DELLE RISORSE GEOTERMICHE NAZIONALI

ENEL S.p.A. DPT / VDAG
ENI-AGIP SERG
CNR IIRG
ENEA AMB / ANV

VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE



RAPPORTO a cura di:

Geotermica Italiana s.r.l.

con incarico ENEA - Roma del 29/07/1992

GIUGNO 1993

ENEA - Ente per le Nuove tecnologie, l'Energia e l'Ambiente, Roma



INDICE

INTRODUZIONE

- 1. DEFINIZIONE DI POTENZIALE GEOTERMICO**
- 2. METODI DI VALUTAZIONE DEL POTENZIALE
 GEOTERMICO**
 - 2.1. METODO DEL FLUSSO DI CALORE
 - 2.1.1. Stato dell'arte
 - 2.1.2. Considerazioni critiche
 - 2.2. METODO DEL VOLUME
 - 2.2.1. Stato dell'arte
 - 2.2.2. Considerazioni critiche
 - 2.3. METODO DELLA FRATTURA PLANARE
 - 2.3.1. Stato dell'arte
 - 2.3.2. Considerazioni critiche
 - 2.4. METODO DEL BILANCIO DEL CALORE MAGMATICO
 - 2.4.1. Stato dell'arte
 - 2.4.2. Considerazioni critiche
 - 2.5. STRATEGIA METODOLOGICA ADOTTATA
 - 2.5.1. Revisione del metodo del volume
 - 2.5.2. Calibrazione del metodo del volume
- 3. RISERVE GEOTERMICHE ITALIANE**
 - 3.1. TOSCANA
 - 3.2. LAZIO
 - 3.2.1. Torre Alfina
 - 3.2.2. Latera
 - 3.2.3. Bolsena
 - 3.2.4. Viterbo
 - 3.2.5. Vico
 - 3.2.6. Capranica
 - 3.2.7. Monterosi
 - 3.2.8. Manziana
 - 3.2.9. Grottaferrata e Colli Albani ovest
 - 3.2.10. Cesano
 - 3.3. CAMPANIA
 - 3.3.1. Suio
 - 3.3.2. Campi Flegrei
 - 3.3.3. Pompei
 - 3.3.4. Ischia
 - 3.4. BASILICATA
- 4. RICOSTRUZIONE DEL MODELLO GEOCHIMICO-
 GEOTERMICO CONCETTUALE E VALUTAZIONE DEL
 POTENZIALE GEOTERMICO DI AREE SELEZIONATE**
 - 4.1. LIPARI
 - 4.1.1. Vulcanologia e vulcano-tettonica
 - 4.1.2. Geochemica dei fluidi
 - 4.1.2.1. Classificazione chimica delle acque
 - 4.1.2.2. Distribuzione delle specie mobili
 - 4.1.2.3. Geotermometria idrogeochemica
 - 4.1.2.4. Distribuzione della P_{CO2}, ammonio e temperatura
 - 4.1.2.5. Geochemica dei gas
 - 4.1.2.6. Modello geochemico-geotermico concettuale

ENEA

"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- 4.1.3. Valutazione delle riserve geotermiche
- 4.2. VULCANO
- 4.2.1. Attività geotermiche effettuate a Vulcano
- 4.2.2. Vulcanologia
- 4.2.3. Geochimica dei fluidi
- 4.2.3.1. Classificazione chimica delle acque
- 4.2.3.2. Distribuzione delle specie mobili
- 4.2.3.3. Distribuzione della P_{CO_2} e della temperatura
- 4.2.3.4. Sintesi idrogeochimica
- 4.2.3.5. Geochimica dei gas fumarolici
- 4.2.3.6. Modello geochimico-geotermico concettuale
- 4.2.4. Valutazione delle riserve geotermiche
- 4.3. PANTELLERIA
- 4.3.1. Attività geotermiche effettuate a Pantelleria
- 4.3.2. Vulcanologia
- 4.3.3. Gravimetria
- 4.3.4. Geochimica dei fluidi
- 4.3.4.1. Classificazione chimica delle acque
- 4.3.4.2. Distribuzione delle specie mobili
- 4.3.4.3. Geotermometria idrogeochimica
- 4.3.4.4. Distribuzione della P_{CO_2} e della temperatura
- 4.3.4.5. Geochimica dei gas fumarolici
- 4.3.4.6. Modello geochimico-geotermico concettuale
- 4.3.5. Valutazione delle riserve geotermiche
- 4.4. GRABEN SARDO-CAMPIDANESE
- 4.4.1. Cenni geologico-strutturali
- 4.4.2. Stato termico
- 4.4.3. Circolazione dei fluidi termali
- 4.4.4. Distribuzione della P_{CO_2} nelle acque del Campidano

- 5. **APPLICAZIONE DEL MODELLO DI RAFFREDDAMENTO CONDUTTIVO DI CAMERE MAGMATICHE.**
- 5.1. Generalità
- 5.2. Lipari
- 5.3. Campi Flegrei
- 5.4. Vesuvio
- 5.5. Osservazioni conclusive

- 6. **CONCLUSIONI**
- 6.1. Aggiornamento delle metodologie di valutazione delle risorse
- 6.2. Applicazioni
- 6.3. Risultati

BIBLIOGRAFIA

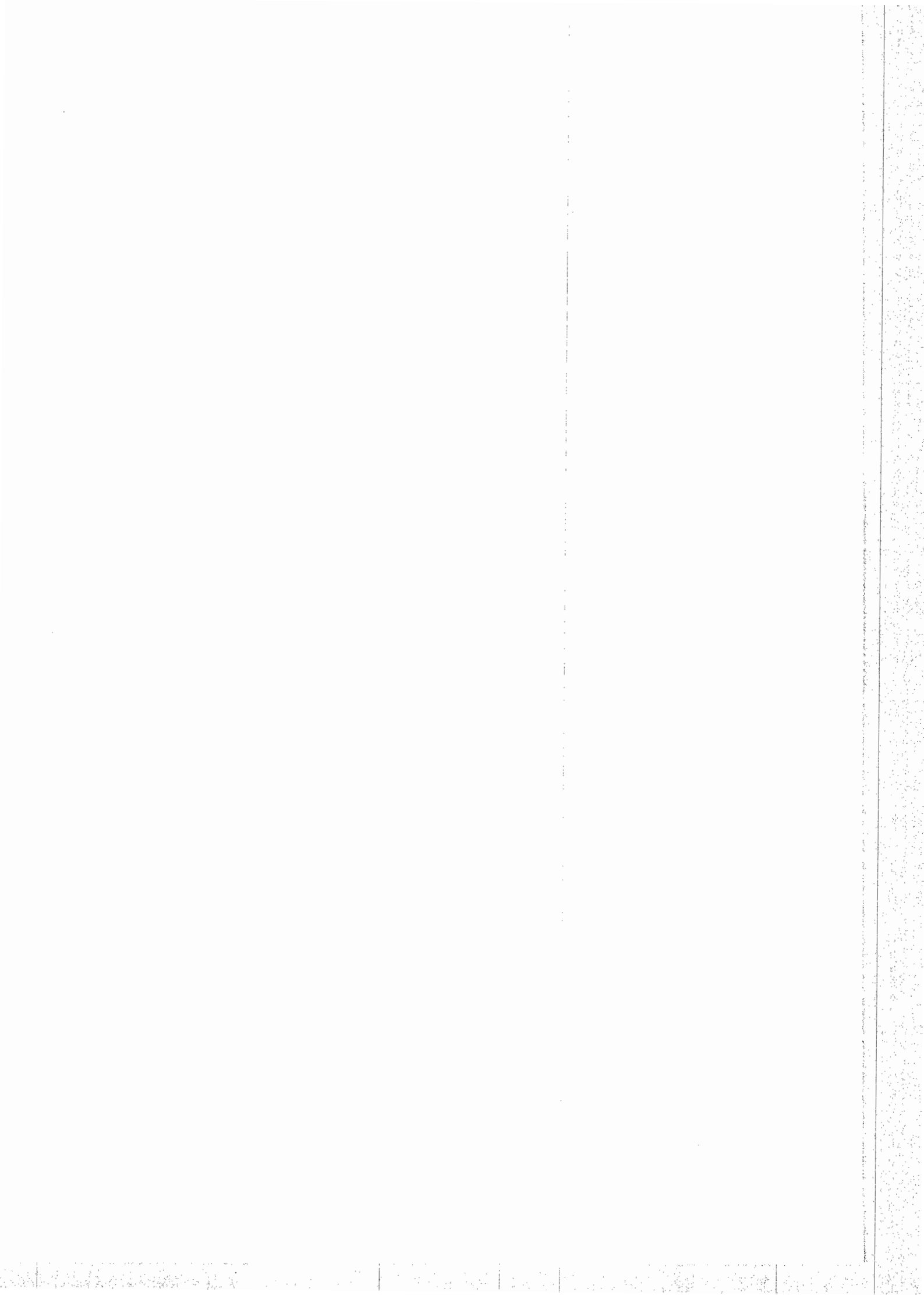
ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- APPENDICE 1. ANALISI ECONOMICA RELATIVA ALLA GENERAZIONE
GEOTERMoeLETRICA DIRETTA.
- A1.1. Introduzione
 - A1.2. Ipotesi di base per la valutazione del costo totale della generazione geotermoelettrica diretta
 - A1.3. Valutazione dei costi
 - A1.3.1. Costi di investimento per i casi base
 - A1.3.2. Costi operativi e di manutenzione
 - A1.3.3. Costi finanziari
 - A1.3.4. Tempi
 - A1.4. Costo della generazione geotermoelettrica diretta: casi base e analisi di sensibilità

- APPENDICE 2. ANALISI ECONOMICA DI UN PROGETTO DI GENERAZIONE
GEOTERMoeLETRICA MEDIANTE CICLO BINARIO.
- A2.1. Introduzione
 - A2.2. I ipotesi di base per la valutazione del costo totale della generazione geotermoelettrica mediante ciclo binario
 - A2.3. Valutazione dei costi
 - A2.3.1. Costi di investimento per i casi base
 - A2.3.2. Costi operativi e di manutenzione
 - A2.3.3. Costi finanziari
 - A2.3.4. Tempi
 - A2.4. Costo della generazione geotermoelettrica mediante ciclo binario: caso base e analisi di sensibilità

- APPENDICE 3. VALUTAZIONE DEL FLUSSO TERMICO CONVETTIVO NATURALE
PER SORGENTI E POZZI TERMALI.

ANNESSO: Marini L. e Chiodini G. (1993). Il ruolo della anidride carbonica nei sistemi geotermici carbonatico-evaporitici tosco-laziali. Acta Volcanologica (in corso di stampa).



ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

INTRODUZIONE

Il presente rapporto illustra i risultati conseguiti nell'ambito dell'incarico ENEA del 29/7/1992, relativamente alle voci a: rappresentazione dei modelli geoidrologici e termici delle aree di potenziale interesse geotermico ed aggiornamento delle metodologie di valutazione delle risorse. Questo lavoro aveva il duplice obiettivo di:

(1) rivisitare criticamente i metodi di valutazione del potenziale geotermico, scegliere quello o quelli più idonei ed eventualmente migliorarli;

(2) applicare tale o tali metodi al contesto italiano, al fine di valutare il potenziale geotermico sia delle aree dove esistono perforazioni e dati di produzione, sia delle aree dove esistono dati di sottosuolo e perforazioni (ma prive di dati di produzione), sia delle aree di interesse dove mancano i dati di sottosuolo.

E' stato possibile soddisfare pienamente il primo obiettivo, tramite una revisione e calibrazione del metodo del volume, che lo hanno trasformato da metodo di utilità regionale in strumento di dettaglio, la cui buona affidabilità è stato possibile verificare in alcuni casi.

Il secondo obiettivo è stato raggiunto in tutte le aree che avevano i requisiti di dati di superficie necessari per la applicabilità del metodo. Per le altre zone sarebbe auspicabile la produzione dei dati, essenzialmente di geochimica delle acque di circolazione poco profonda, necessari per una estensione della valutazione a tutto il territorio nazionale.

Il lavoro è stato eseguito dal dott. Luigi Marini (responsabile) con la collaborazione dei dott. Fabrizio Franceschini, Marcello Ghigliotti, Massimo Guidi e Andrea Merla della Geotermica Italiana. Si desidera ringraziare, per il proficuo scambio di opinioni a livello metodologico e/o applicativo:

- Mauro Brondi dell'ENEA-AMB-MON-GEOTER di S.Maria di Galeria (Roma)
- ing. Giovanni Allegrini, dott. Plinio Baldi, dott. Armando Ceccarelli, ing. Guido Cappetti, dott. Gian Carlo Stefani dell'ENEL-VDAG di Pisa;
- dott. Raffaele Cataldi dell'ENEL-International di Pisa;
- dott. Enrico Barbier, dott. Costanzo Panichi e dott. Paolo Squarci dell'Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche del CNR di Pisa;
- dott. Roberto Cioni, dott. Claudia Principe e dott. Brunella Raco dell'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica del CNR di Pisa;
- prof. Franco Barberi e dott. Alessandro Sbrana del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa;
- prof. Raffaele Caboi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari;
- dott. Giovanni Chiodini del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia;
- ing. Riccardo Corsi della STEAM srl di Pisa;

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- dott. Roberto Chierici e dott. Raffaello Nannini del
CESEN SpA di Genova.

Si ringrazia inoltre l'ENEL-VDAG e l'Ente Minerario
Siciliano per aver messo a disposizione dati non pubblicati.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

1. DEFINIZIONE DI POTENZIALE GEOTERMICO

In questo lavoro per potenziale geotermico di una certa area si intende l'insieme delle riserve geotermiche, nell'accezione di Muffler e Cataldi (1978). In altri termini, si considera il calore che, alla luce dei vincoli tecnologici, legali ed economici attuali, è estraibile dal sottosuolo dell'area in esame, per mezzo di pozzi perforati ad una profondità stabilita, e sfruttabile sia per generazione diretta di energia elettrica sia per altri usi, a costi competitivi con quelli di altre fonti energetiche. Conformemente alla legge n. 896 del 9 dicembre 1986, questo calore viene valutato rispetto alla temperatura di 25 °C.

Seguendo la nomenclatura proposta da Muffler e Cataldi (1978), con il termine risorsa geotermica si definiscono i fluidi geotermici utili ed accessibili (sia identificati che non), mentre per riserva geotermica si intende quella parte della risorsa che è identificata (mediante perforazioni e/o in base ad evidenze geologiche, geochimiche e geofisiche) ed estraibile a costi competitivi con quelli di altre fonti energetiche (Fig. 1.1). Le risorse geotermiche possono essere a loro volta suddivise in:

- risorse subeconomiche; questi fluidi, pur non essendo estraibili a costi competitivi oggi, lo potrebbero diventare in futuro;
- risorse residuali; questi fluidi non sono estraibili a costi competitivi nè oggi nè probabilmente in futuro.

Sono considerate riserve geotermiche per generazione diretta di energia elettrica i fluidi localizzati a profondità inferiori a 3 km e di temperatura ≥ 200 °C, corrispondente ad una pressione di saturazione di 15.5 bar. Questi limiti relativi alla profondità e alla temperatura dei serbatoi geotermici da includere nelle riserve di questo tipo sono il risultato della analisi economica riportata in Appendice 1. I risultati ottenuti mediante questa analisi economica appaiono ragionevoli se si considera che le profondità mediamente raggiunte dalle perforazioni geotermiche eseguite, per finalità produttive, nel periodo 1 gennaio 1985 - 1 gennaio 1990 sono: 2533 m a Larderello, 2948 a Travale, 3230 m a Piancastagnaio, 2449 m a Latera (Cataldi et al., 1990). Bisogna anche ricordare che il grado di conoscenza del sottosuolo è generalmente scarso oltre la soglia dei 3 km di profondità.

I fluidi geotermici con temperatura compresa fra poco più di 100 °C e 200 °C sono suscettibili di utilizzo (usi diretti, produzione di energia elettrica mediante ciclo binario) in genere economicamente vantaggioso, semprechè non siano localizzati a profondità troppo elevate. Per valutare questi limiti di profondità è stata eseguita l'analisi economica di un progetto di generazione elettrica mediante ciclo binario (vedi Appendice 2). I risultati di tale analisi suggeriscono che i 1500 m sotto il piano campagna rappresentano il limite delle riserve geotermiche economicamente estraibili per temperature comprese fra poco più di 100 °C e 200 °C. Ovviamente i pozzi già esistenti, anche di notevole profondità, che hanno incontrato fluidi

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

con temperature nell'intervallo 100-200 °C, sono da includere fra le riserve geotermiche di questo tipo.

I fluidi geotermici con temperatura inferiore ai 100 °C e convenzionalmente maggiore di 30 °C sono economicamente sfruttabili mediante utilizzo diretto solamente se sono localizzati a moderata profondità. In caso contrario, le spese di perforazione rendono l'uso di questi fluidi economicamente non competitivo con altre fonti energetiche. Le profondità di 1600-1850 m raggiunte nel Bacino di Parigi, per produrre fluidi della temperatura di 47-85 °C (Rojas et al., 1987), sono risultate economicamente convenienti solo grazie a particolari agevolazioni finanziarie (Pivin, 1992). Poiché la profondità limite entro la quale è vantaggioso lo sfruttamento dei fluidi di temperatura compresa fra 30 °C e 100 °C dipende da fattori estremamente variabili (temperatura del fluido, tipo di utilizzo, scala del progetto, distanza di trasporto, ...) è praticamente impossibile scegliere un utilizzo rappresentativo per valutare la profondità limite come nei casi precedenti. E' stata pertanto scelta arbitrariamente la profondità di 1000 m sotto il piano campagna come limite per le riserve geotermiche di temperatura comprese fra 30 e 100 °C.

Tenendo conto delle considerazioni precedenti, le aree di cui valutare il potenziale geotermico sono state suddivise nelle seguenti categorie:

(A) aree di interesse geotermico per generazione diretta di energia elettrica: si tratta delle aree in cui sono presenti fluidi con $T \geq 200$ °C a profondità inferiori a 3 km;

(B) aree di interesse geotermico sia per generazione di energia elettrica mediante ciclo binario sia per usi diretti: si tratta delle aree in cui sono presenti fluidi caratterizzati da $100 < T < 200$ °C a profondità inferiori a 1.5 km;

(C) aree di interesse geotermico per i soli usi diretti: si tratta delle aree in cui sono presenti fluidi con $30 \leq T \leq 100$ °C a moderata profondità (< 1 km).

Un primo esame della "Classificazione geotermica del territorio nazionale" (dall'Inventario delle risorse geotermiche nazionali del Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato a cura di ENEL, ENI-AGIP, CNR, ENEA) mostra che le aree di cui ai punti A e B sono presenti principalmente nelle regioni Toscana, Lazio e Campania.

A queste aree sono da aggiungere:

- le Isole Eolie (in particolare Vulcano e Lipari) e Pantelleria;
- il graben del Campidano in Sardegna, anche se l'estensione della anomalia termica in questa regione è probabilmente sovrastimata.

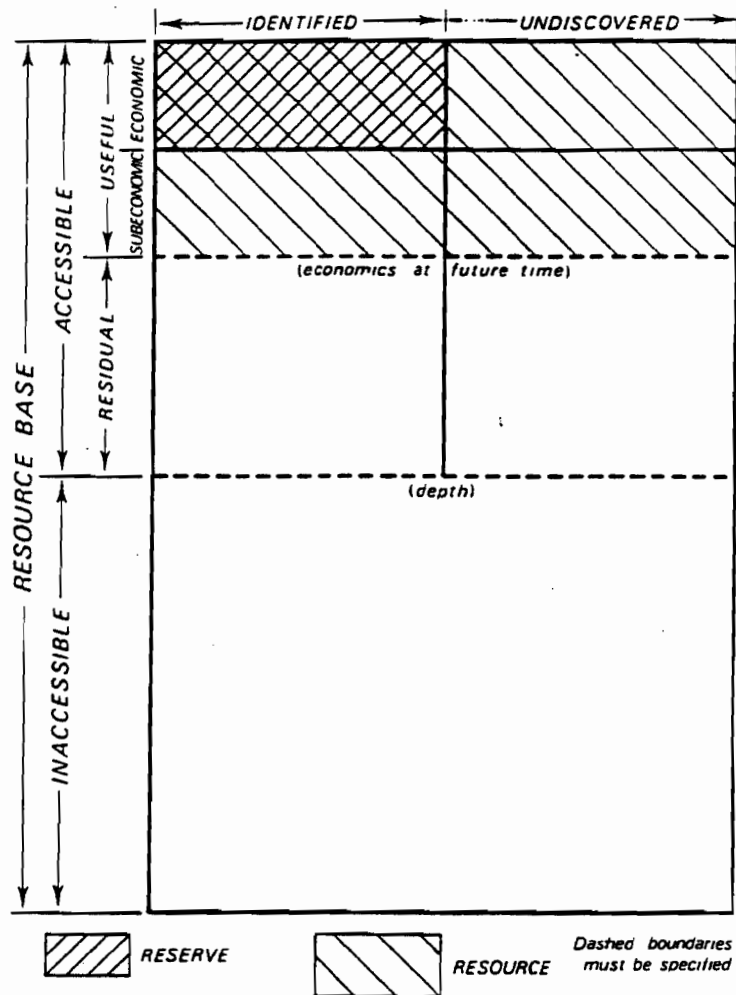


Fig. 1.1. Diagramma di McKelvey per l'energia geotermica, indicante la distinzione fra risorse e riserve (da Muffler e Cataldi, 1978).



ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

2. METODI DI VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO

I metodi attualmente disponibili per valutare il potenziale geotermico di una zona definita sono raggruppabili nelle quattro classi seguenti:

- metodo del flusso di calore
- metodo del volume
- metodo della frattura planare
- metodo del bilancio del calore magmatico.

Nei paragrafi seguenti, per descrivere lo stato dell'arte attuale si è fatto riferimento a: Muffler (1973), Bodvarsson (1974), Nathenson e Muffler (1975), Renner et al. (1975), Smith e Shaw (1975), Muffler e Cataldi (1978), Cataldi et al. (1978), Cataldi e Squarci (1978), Cataldi e Celati (1983), Wohletz e Heiken (1992).

Una considerazione critica che riguarda indiscriminatamente tutti i metodi di valutazione del potenziale geotermico è la seguente: questi metodi sono sicuramente datati, poichè sono stati proposti ed elaborati principalmente negli anni '70; più recentemente è stato espresso il bisogno di un ulteriore loro miglioramento, da parte di alcuni, e la sfiducia in questi metodi e nella possibilità di un loro miglioramento, da parte di altri.

2.1. METODO DEL FLUSSO DI CALORE

2.1.1. Stato dell'arte

Il metodo è basato sul calcolo del calore geotermico che passa nell'unità di tempo, sia per conduzione sia per convezione, attraverso un'area definita della superficie terrestre, e viene rilasciato al sistema atmosfera-idrosfera.

Facendo riferimento ad un'area A, nella quale il flusso di calore conduttivo medio è F_1 , il calore geotermico rilasciato per conduzione nell'unità di tempo, ossia la potenza geotermica conduttiva, è:

$$W_1 = A F_1 \quad (1)$$

Il calore geotermico rilasciato per convezione nell'unità di tempo, ossia la potenza geotermica convettiva, viene calcolato facendo riferimento alle manifestazioni termali presenti nell'area in esame, conoscendo la portata massica (Q), il calore specifico (c) e la temperatura (T) del fluido scaricato alla superficie, in base alla relazione seguente:

$$W_2 = Q c (T - T_0) \quad (2)$$

dove T_0 indica la temperatura del sistema atmosfera-idrosfera. La potenza termica totale (W) è:

$$W = W_1 + W_2 \quad (3)$$

Nota W, la metodologia di calcolo può seguire le due strade differenti seguenti:

(a) Si può calcolare il calore totale immagazzinato nel sottosuolo (E), assumendo che tutta questo calore si dissiperebbe naturalmente alla superficie in un tempo

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

geologico fissato (τ), che normalmente viene considerato dell'ordine di almeno 10^4 o 10^5 anni:

$$E = W \tau \quad (4)$$

Noto E si può stimare la frazione di calore recuperabile, introducendo il concetto di recuperabilità, come nel metodo del volume.

(b) Si può stimare empiricamente che la potenza geotermica estraibile industrialmente sia ηW . Il fattore η varia da 4 a più di 100 a seconda degli autori.

2.1.2. Considerazioni critiche

E' evidente che si tratta di un metodo molto approssimato; le principali incertezze sono connesse con:

- la valutazione del tempo di dissipazione naturale τ e del fattore di recupero, se si segue la strada (a),
- la stima del fattore η se si segue la strada (b).

A nostro avviso, inoltre, la valutazione della potenza geotermica convettiva può essere raffinata, introducendo nella equazione (2):

- la temperatura di equilibrio dei gas invece della temperatura del fluido scaricato alla superficie, nel caso delle fumarole;
- la portata (Q_G) e la temperatura del liquido geotermico puro, valutabili in base a dati geochimici, invece della portata e della temperatura del fluido scaricato alla superficie, nel caso di sorgenti termali che scaricano liquidi geotermici miscelati con acqua fredda di circolazione superficiale.

In questo caso, peraltro molto comune, la temperatura del liquido geotermico puro può essere valutata mediante opportune funzioni geotermometriche; la concentrazione di cloruro del liquido geotermico puro (Cl_G) può essere valutata considerando il diagramma entalpia-cloruro ed utilizzata per calcolare la frazione del liquido geotermico puro (g) mediante il seguente bilancio di massa:

$$Cl_M = Cl_G g + Cl_F (1 - g) \quad (5)$$

dove Cl_M e Cl_F sono le concentrazioni di cloruro dell'acqua scaricata alla superficie e dell'acqua fredda di circolazione superficiale con cui si miscela il liquido geotermico. Noto g , si ha:

$$Q_G = Q g \quad (6)$$

2.2. METODO DEL VOLUME

2.2.1. Stato dell'arte

In primo luogo il metodo prevede il calcolo del calore immagazzinato al di sotto di una certa area, fino ad una profondità fissata, la quale è funzione di parametri sia tecnologici sia economici. Questo volume di rocce contenenti fluidi viene diviso in una serie di unità in base a

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

considerazioni idrogeologico-geotermiche e per ciascuna di esse viene stimata una temperatura media (per es. Cataldi et al, 1978, per valutare il potenziale geotermico della Toscana centro-meridionale, hanno suddiviso i primi 3 km della crosta terrestre in copertura, serbatoio e basamento). E' poi necessario definire un valore di porosità per ogni unità e calcolare separatamente le quantità di calore geotermico immagazzinato nelle rocce (E_{ri}) e nei fluidi (E_{wi}), secondo le relazioni seguenti:

$$E_{ri} = (1-\phi_i) C_{ri} \rho_{ri} V_i (T_i - T_0) \quad (7)$$

$$E_{wi} = \phi_i C_{wi} \rho_{wi} V_i (T_i - T_0) \quad (8)$$

$$E_i = E_{ri} + E_{wi} \quad (9)$$

dove:

V_i = volume della i -esima unità

ϕ_i = porosità della i -esima unità

ρ_{ri} = densità delle rocce della i -esima unità

ρ_{wi} = densità del fluido contenuto nella i -esima unità

C_{ri} = calore specifico delle rocce della i -esima unità

C_{wi} = calore specifico del fluido contenuto nella i -esima unità

T_i = temperatura media della i -esima unità

T_0 = temperatura di riferimento

E_i = calore totale immagazzinato nella i -esima unità.

Poichè solo una frazione delle riserve geotermiche può essere estratta, come constatato nei campi geotermici sfruttati industrialmente, sarebbe necessario conoscere una serie di parametri geologici e fisici per poter valutare il calore geotermico estraibile. Fra questi parametri, la porosità efficace ($\phi_{eff,i}$) delle formazioni serbatoio riveste un'importanza fondamentale.

Tuttavia questi dati sono di norma disponibili solamente quando esiste un buon numero di dati di produzione da pozzi profondi.

In mancanza di questa informazione, molti autori hanno introdotto il fattore di recupero (R_f), che è definito come il rapporto fra il calore geotermico estraibile (E_e) ed il calore geotermico totale immagazzinato in un dato volume di rocce e fluidi (E_i):

$$R_f = E_e / E_i \quad (10)$$

Alcuni autori hanno stimato il fattore di recupero in base ad assunzioni arbitrarie; altri autori hanno invece calcolato il calore geotermico estraibile basandosi su differenti modelli teoretici di estrazione, quali: il flusso d'acqua intergranulare, il flusso d'acqua planare, la vaporizzazione intergranulare da un serbatoio pieno d'acqua e la ebollizione da un serbatoio a vapore dominante. Muffler e Cataldi (1978) presentano una revisione critica esauriente di questa problematica e concludono quanto segue:

- Per i sistemi geotermici ad acqua dominante, il fattore di recupero potrebbe raggiungere il valore massimo teorico di 0.50 per un serbatoio idealmente permeabile in cui $\phi_i = \phi_{eff,i} = 0.20$; R_f sembra decrescere al diminuire di $\phi_{eff,i}$,

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

seguendo una relazione lineare, fino a raggiungere il valore zero per $\Phi_{eff,i} = 0$ (Fig. 8 di Muffler e Cataldi, 1978).

- Per i sistemi geotermici a vapore dominante il fattore di recupero può eccedere il valore di 0.15 per un serbatoio particolarmente favorevole quale quello di Larderello-Travale; R_f sembra decrescere al diminuire di $\Phi_{eff,i}$, seguendo una relazione lineare, fino a raggiungere il valore zero per $\Phi_{eff,i} = 0$; R_f aumenta invece al diminuire della temperatura (Fig. 7 di Muffler e Cataldi, 1978), fino a raggiungere il vincolo imposto dalla 'pressione di abbandono' (2.5 bar per generazione di elettricità).

2.2.2. Considerazioni critiche

In linea di principio questo metodo si presta ottimamente per valutare le riserve geotermiche di una regione, mediante la introduzione del concetto degli elementi finiti: maggiore è il grado di conoscenza, maggiore è infatti il numero di unità in cui è possibile suddivere il sottosuolo della regione in esame. In pratica tuttavia, quando tale esercizio può essere svolto con un notevole dettaglio, in base ai dati di numerosi pozzi profondi, esso diventa pressochè inutile perchè è già noto quanto producono i pozzi. Viceversa quando le conoscenze sono scarse le incertezze relative ai risultati del metodo sono di diversi ordini di grandezza, tali da rendere il metodo scarsamente utile.

Le principali incertezze del metodo del volume riguardano la stima del fattore di recupero e del modo in cui esso varia con la porosità efficace, particolarmente nel caso dei sistemi geotermici ad acqua dominante, per cui tali stime sono poco più che *educated guesses* (Muffler e Cataldi, 1978). Pertanto, mentre la stima del calore in posto gode di un certo grado di attendibilità, che dipende largamente dal grado di conoscenza del sistema, la stima del calore estraibile è decisamente più aleatoria. Ancora più incerto è il passaggio dal calore estraibile alla potenza termica estraibile, che è stato proposto da taluni in base ad ipotesi arbitrarie difficilmente verificabili. Per esempio, Nathenson e Muffler (1975) assumono che ciascun MW-secolo elettrico possa essere prodotto come una potenza di 3.33 MWe per 30 anni.

2.3. METODO DELLA FRATTURA PLANARE

2.3.1. Stato dell'arte

Questo metodo fa riferimento ad un modello nel quale si considera una frattura planare, di larghezza infinitesima, che taglia un volume di rocce impermeabili. Il calore è trasferito dalle rocce alla frattura per conduzione, mentre lungo la frattura è il fluido che trasporta il calore. Le funzioni che permettono di calcolare sia la temperatura in

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

ogni punto della roccia in un dato istante, sia la temperatura del fluido in ogni punto della frattura in un dato istante, sono riportate in una serie di lavori di Bodvarsson (per es. Bodvarsson, 1974) che fa riferimento al classico trattato di Carslaw e Jaeger (1959).

Si considera un semispazio costituito da una roccia caratterizzata da conducibilità termica k_r , densità ρ_r , calore specifico c_r , e diffusività termica $a_r = k_r / (\rho_r c_r)$; tale roccia, al tempo $t=0$, ha una temperatura uniforme T_0 . Il sistema di coordinate a cui si fa riferimento è tale per cui il piano (y, z) coincide con la superficie che limita il semispazio considerato, mentre l'asse x si estende nel solido. Si considera inoltre che nel semispazio si estende una frattura planare (di larghezza infinitesima) coincidente con il piano (x, z) . Si assume che al tempo $t=0$ un flusso massico specifico q (dimensionalmente una massa/lunghezza tempo) di fluido (temperatura di ingresso = 0°C , calore specifico c_w , conducibilità termica k_w) sia iniettato nella frattura lungo l'asse z . Il flusso che ne risulta è parallelo all'asse positivo x e si considera costante nel tempo e uniforme nello spazio. Si assume che le proprietà fisiche del solido e del fluido siano indipendenti dalla temperatura. La temperatura nella roccia, per $x \geq 0$, $t \geq 0$, è:

$$T(x, y, t) = T_0 \operatorname{erf}[(a_w x + |y|) / 2 (a_r t)^{1/2}] \quad (11)$$

dove

$$a_w = 2 k_w / (c_w q) \quad (12)$$

La temperatura del fluido è pertanto:

$$T_w = T(x, 0, t) = T_0 \operatorname{erf}[(a_w x) / 2 (a_r t)^{1/2}] \quad (13)$$

T e T_w vengono calcolati assegnando valori ragionevoli a T_0 , k_r , ρ_r , c_r , k_w , c_w , q , e facendo variare, di volta in volta, una delle tre variabili x , y , t . I valori della funzione errore $\operatorname{erf}(\beta)$, che varia da 0, per $\beta=0$, a 1, per $\beta=\infty$.

Il modello è applicabile anche al caso di più fratture parallele e equidistanti, purchè la equidistanza (d) sia sufficientemente grande da impedire interazione termica (Bodvarsson, 1974). Ciò è vero per

$$d/2 > 3 (a t_0)^{1/2} \quad (14)$$

dove t_0 è il periodo di produzione considerato (Nathenson, 1975).

2.3.2. Considerazioni critiche

Come rilevato da Muffler e Cataldi (1978), il metodo, in particolare la variante in cui si considerano più fratture, è stato sviluppato (principalmente da Bodvarsson) per i sistemi geotermici che risiedono entro i terreni basaltici dell'Islanda. L'applicabilità del metodo è limitata dal fatto che sia il modello di una frattura planare, sia quello di più fratture parallele e equidistanti, non sono facilmente trasferibili ad altri contesti geologici.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

2.4. METODO DEL BILANCIO DEL CALORE MAGMATICO

2.4.1. Stato dell'arte

Smith e Shaw (1975) hanno proposto un metodo che, in base al volume della camera magmatica e alla età del vulcanismo più giovane, calcola la quantità di energia geotermica rimanente nell'intrusione e nelle rocce circostanti, considerando che il raffreddamento sia puramente conduttivo. Il volume della camera magmatica V_B viene calcolato in base a varie manifestazioni di superficie del vulcanismo, alla vulcano-tettonica, a dati geofisici ed al volume dei prodotti differenziati eruttati; l'età dell'intrusione è stimata in base alla età T_y dell'ultima eruzione. Il raffreddamento per circolazione di fluidi idrotermali e la storia termica precedente la messa in posto della massa magmatica vengono trascurati, così come i guadagni di magma dopo il tempo T_y .

Wohletz e Heiken (1992) hanno presentato un modello bidimensionale di diffusione del calore, basato sulla seconda legge di diffusione di Fick; questa viene risolta utilizzando la tecnica della differenza finita di Harbaugh e Bonham-Carter (1970). Il modello di Wohletz e Heiken (1992) include anche una approssimazione per stimare il trasporto di calore per convezione.

Il modello termico utilizzato è un modello matematico che considera la perdita di calore per conduzione da una camera magmatica in corso di raffreddamento, senza considerare fenomeni convettivi. Questa decisione dipende dal fatto che la modellizzazione del trasporto di calore per convezione è troppo influenzata da scelte arbitrarie, in mancanza di una approfondita conoscenza del sottosuolo della regione.

I parametri geologici richiesti dal modello sono: il volume, la forma, la profondità e la temperatura iniziale della camera magmatica ed il tempo di raffreddamento.

Il volume della camera magmatica V viene calcolato in base alla seguente relazione:

$$V = V_0 \rho_d / f \rho_0$$

dove:

- V_0 è il volume del collasso calderico;

- ρ_d è la densità del liquido differenziato calcolata in base al metodo di Bottinga and Weill (1970), considerando la composizione dei prodotti più differenziati;

- ρ_0 è la densità del liquido primario calcolata in base al metodo di Bottinga and Weill (1970), considerando la composizione della roccia più basica incontrata;

- f è il coefficiente di frazionamento, calcolato in base al contenuto di una opportuna specie incompatibile (es. K_2O) nella roccia considerata rappresentativa del magma primario e nei prodotti più differenziati.

La forma della camera magmatica può essere valutata solamente se sono disponibili dati geofisici; in mancanza di

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

questa informazione si considera generalmente una forma cubica.

La profondità del tetto della camera magmatica viene valutata in base a considerazioni geobarometriche (per es. il diagramma normativo Qz-Or-Ab) assumendo un gradiente litostatico.

La temperatura iniziale della camera magmatica viene stimata in base alle caratteristiche composizionali del magma primario.

Il modello fornisce la distribuzione della temperatura in profondità lungo una sezione simmetrica centrata sulla camera magmatica.

2.4.2. Considerazioni critiche

Gli stessi Smith e Shaw (1975) riconoscono che il bilancio del calore magmatico è stato concepito e sviluppato come una guida per la esplorazione geotermica di aree di vulcanismo recente, piuttosto che un metodo per stimare quantitativamente il potenziale geotermico di tali aree.

Anche i risultati forniti dal modello termico utilizzato, nonostante esso sia più raffinato di quello di Smith e Shaw (1975), dimostrano che nessuna delle versioni del modello di raffreddamento di una massa magmatica definita è un metodo per la stima del potenziale geotermico.

2.5. STRATEGIA METODOLOGICA ADOTTATA

Nonostante i suoi limiti, il metodo del volume è quello che meglio si presta a fornire un quadro accettabile delle riserve geotermiche, se applicato in modo ragionevole, ed è stato pertanto scelto come strumento di lavoro principale. Tuttavia si è ritenuto necessario eseguire, innanzi tutto:

- sia una revisione del metodo del volume, volta a permettere la delimitazione non dei serbatoi geotermici potenziali, ma dei serbatoi geotermici effettivi;
- sia una calibrazione del metodo del volume in base ai dati di produzione relativi a campi geotermici in sfruttamento o comunque sufficientemente conosciuti.

Nel caso delle isole di Lipari, Vulcano, e Pantelleria e del graben del Campidano è stata riesaminata la documentazione disponibile ed è stato definito un modello geochimico-geotermico concettuale, valutando in ciascun caso la possibilità di delimitare i serbatoi geotermici effettivi, per poter applicare correttamente il metodo del volume (capitolo 4).

In alcune aree vulcaniche attive (es. Campi Flegrei, Vesuvio, Lipari) caratterizzate da messa in posto di una camera magmatica recente (< 0.1 milioni di anni), ove si sono verificati processi di stazionamento e differenziazione di magmi, è stato applicato il modello di raffreddamento conduttivo della camera magmatica, per stimare in maniera semi-quantitativa la possibile distribuzione delle temperature in profondità (capitolo 5).

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Le aree in cui sono presenti fluidi con $30 \leq T \leq 100$ °C in superficie o a debolissima profondità sono identificabili in base alla presenza di sorgenti termali e pozzi artesiani. Il flusso termico convettivo naturale è stato valutato solamente per le manifestazioni termali di cui è nota sia la portata sia la temperatura (vedi Appendice 3).

2.5.1. Revisione del metodo del volume

Ricerche attualmente in corso da parte della Geotermica Italiana, in collaborazione con l'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica del CNR di Pisa e con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia, indicano che le zone di alto flusso di CO₂ (delimitabili dalla superficie in base alla distribuzione della P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda ed alla presenza di emissioni di gas direttamente dal terreno) ben corrispondono con la estensione già nota dei serbatoi geotermici di alta entalpia (Monte Amiata e Latera), media entalpia (Torre Alfina) e bassa entalpia (Viterbo), come dettagliato nell'articolo allegato, in stampa su Acta Volcanologica.

Pertanto è ragionevole utilizzare questo criterio per delimitare l'estensione dei serbatoi geotermici in zone scarsamente (o non) esplorate mediante pozzi profondi. Dati idrogeochimici di buona qualità analitica ed alta densità di campionamento, tali da consentire lo studio della distribuzione della P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda, sono disponibili per l'area del Monte Amiata in Toscana, gran parte del Lazio, alcuni settori della Campania (Roccamonfina, Campi Flegrei, Ischia, Vesuvio) e per la zona del Vulture in Basilicata.

Il volume della maggior parte dei serbatoi geotermici presenti in queste zone è stato valutato considerando:

- la estensione areale del serbatoio, stimata in base alla distribuzione della P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda ed alla presenza di emissioni di gas dal terreno;
- lo spessore del serbatoio, valutato per differenza fra la profondità del tetto del potenziale serbatoio (come indicata nell'Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali) ed il limite di profondità massima di 3 km.

La temperatura della maggior parte di questi serbatoi geotermici è stata stimata in base alla "Carta delle temperature al tetto del potenziale serbatoio" e/o alle "Carte delle temperature a differenti profondità" dell'Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali.

2.5.2. Calibrazione del metodo del volume

Come già accennato, per poter applicare questo metodo ad aree non esplorate (o scarsamente esplorate) per mezzo di perforazioni profonde, si è ritenuta necessaria una sua calibrazione, in base ai dati di produzione relativi sia ai campi geotermici in sfruttamento sia a quelli ben

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

conosciuti, essendo stati oggetto di perforazioni profonde e prove di produzione di durata sufficiente. Nel contesto italiano, tali campi geotermici sono: Larderello, Travale, Monte Amiata (Bagnore e Piancastagnaio), Torre Alfina, Latera, Cesano e Mofete. I dati relativi a questi campi geotermici sono stati tratti:

- da *progress reports* (Cataldi et al., 1970; Di Mario e Leardini, 1974; Ceron et al., 1976; Enel, 1977; Carella et al., 1984, 1985; Ferrara et al., 1985; Billi et al., 1986), la cui lettura critica fornisce un quadro della evoluzione temporale della attività geotermica in Italia;
- da lavori di sintesi (Agip, 1987; Allegrini et al., 1982; Baldi et al., 1982; Bertrami et al., 1984; Buonasorte et al., 1988; Calamai et al., 1970; Cataldi et al., 1963; Duprat e Ungemach, 1985; Gianelli et al., 1988; Guglielminetti, 1986; Minissale, 1991);
- dagli archivi Enel, che ha messo a disposizione del progetto dati non pubblicati.

In particolare l'attenzione è stata focalizzata sui seguenti dati (Tabella 2.1):

- (1) estensione areale e spessore dei vari serbatoi geotermici, in modo da stimare il loro volume totale (roccia + fluido);
- (2) portata oraria di fluido totale estratto, nel caso dei campi in sfruttamento, ossia Larderello, Travale e Monte Amiata (Bagnore e Piancastagnaio);
- (3) portata oraria di fluido totale estraibile, per i campi che sono stati oggetto di perforazioni profonde, prove di produzione di durata sufficiente ed ipotesi di sfruttamento (Torre Alfina, Latera, Cesano e Mofete).

Tali dati sono stati poi oggetto di elaborazione per investigare le relazioni eventualmente intercorrenti fra portata di fluido totale e volume dei serbatoi geotermici. Questa ricerca è complicata da varie cause, fra i quali le più importanti sono le variazioni temporali della portata di fluido estratto e la delimitazione del volume di serbatoio geotermico effettivamente produttivo.

Per quanto riguarda quest'ultimo punto bisogna sottolineare che la progressiva estensione dell'area esplorata mediante perforazioni nel campo geotermico di Larderello (il campo per cui è disponibile la documentazione più completa, raccolta nel corso di più di 70 anni di sfruttamento per finalità geotermiche) non è stata accompagnata da un progressivo aumento della produzione; anzi alcuni pozzi si sono esauriti in seguito alla entrata in produzione di altri pozzi vicini. Nel tentativo di calcolare l'area effettivamente produttiva del campo di Larderello è stata moltiplicata l'area esplorata per un fattore di produttività (f_p), definito come segue:

$$f_p = n_p/n_d$$

dove n_p e n_d indicano il numero di pozzi in produzione ed il numero di pozzi perforati, rispettivamente. Assumendo che lo spessore medio del serbatoio geotermico di Larderello sia di 2.3 km è stato poi calcolato il volume di serbatoio effettivamente produttivo (Tabella 2.1). Le variazioni, dal 1920 ad oggi, della portata oraria di fluido estratto, del

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

volume di serbatoio effettivamente produttivo e del rapporto fra queste due variabili sono riportate nel diagramma di Fig. 2.1, dal cui esame si rileva che questi parametri sono rimasti pressochè costanti negli ultimi 20-25 anni. Ciò suggerisce che il sistema geotermico di Larderello si è mantenuto, durante quest'ultimo periodo, in uno stato quasi-stazionario con produttività specifica prossima a 20 t/h per km³ di serbatoio, probabilmente sia per cause naturali che per scelta dell'Enel, che ha evitato di attuare uno sfruttamento "di rapina". E' quindi lecito considerare che questi dati di portata e di volume del serbatoio produttivo siano rappresentativi di una estrazione ottimale, che dovrebbe essere messa in atto anche altrove, in modo da allungare il più possibile la vita produttiva dei sistemi geotermici.

Per gli altri serbatoi geotermici toscani in sfruttamento non è disponibile una documentazione altrettanto ampia quale quella di Larderello. Tuttavia anche per questi campi sono stati calcolati sia l'area sia il volume effettivamente produttivi, come per Larderello.

Per i serbatoi geotermici laziali, invece, l'area produttiva è stata stimata in base alla localizzazione dei pozzi produttivi e di quelli non produttivi; i primi sono allineati secondo il trend appenninico a Torre Alfina e a Cesano e lungo il trend antiappenninico a Latera. L'estensione dell'area produttiva del campo geotermico di Mofete è indicata da AGIP (1987). Lo spessore medio di ciascun serbatoio geotermico è stato valutato in base ai dati di perforazione.

L'esame del diagramma di Fig. 2.2.a, nel quale la portata oraria di fluido totale estratto o estraibile è confrontata con il volume totale del serbatoio geotermico (roccia + fluido) evidenzia la presenza di due allineamenti, uno costituito dai serbatoi toscani a vapore dominante di Larderello, Travale, Bagnore e Piancastagnaio, l'altro comprendente i sistemi a liquido prevalente di Torre Alfina, Latera, Cesano e Mofete. Considerando separatamente questi due allineamenti (Figg. 2.2.b e 2.2.c) si osserva che entrambi sono descritti, in maniera decisamente soddisfacente, da rette di regressione che passano molto vicine all'origine degli assi.

Prescindendo dal significato fisico di queste correlazioni, la loro implicazione più immediata è che i campi geotermici a vapore dominante producono e/o possono produrre in media circa 20 t/h di fluido per km³ di serbatoio totale (roccia + fluido), mentre la produttività specifica di quelli a liquido dominante è mediamente stimabile in circa 40 t/h di fluido totale per km³ di serbatoio totale, se si assume che i valori dell'intercetta delle rette riportate nelle Figg. 2.2.b e 2.2.c sono privi di significato fisico (poichè a volume del serbatoio uguale a zero corrisponde necessariamente una portata estraibile pari a zero). Pertanto, per stimare la portata di fluido totale estraibile dai serbatoi geotermici localizzati in aree non esplorate (o scarsamente esplorate) per mezzo di perforazioni profonde si considererà una produttività

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

specifica media 40 t/h di fluido totale per km³ di serbatoio totale (roccia + fluido). Bisogna sottolineare, comunque, che la estrapolazione di questo dato non è scevra da incertezze, anche rimanendo in contesti geologici similari a quelli delle aree campione, poichè i fattori che controllano la produttività dei serbatoi geotermici (primo fra tutti la permeabilità) sono difficilmente esportabili.

	Nome area	Rif. biblio.	Anno	A (km ²)	np	nd	Ap (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)
1	Torre Alfina	Enel (1977); Buonasorte et al. (1988)	1988	•	•	•	14	1.800	25	1000
2	Latera	Bertrami et al. (1984); Carella et al. (1984)	1983	•	•	•	10	2.000	20	1100
3	Latera	dati Enel non pubblicati	1993	•	•	•	20	1.810	36	1500
4	Cesano	Allegrini et al. (1982)	1982	•	•	•	13	1.250	16	710
5	Mofete	Agip (1987); Guglielminetti (1986)	1990	•	•	•	2	2.400	5	220
6	Larderello	Cataldi et al. (1970)	1969	170	190	467	69	2.300	159	3400
7	Larderello	Di Mario e Leardini (1974)	1970	215	199	642	67	2.300	153	3500
8	Larderello	Di Mario e Leardini (1974)	1973	230	211	696	70	2.300	160	3270
9	Larderello	Ceron et al. (1975)	1975	185	203	511	74	2.300	169	3090
10	Larderello	Enel (1977)	1977	•	•	•	60	2.300	138	3062
11	Larderello	Carella et al. (1984, 1985)	1983	200	192	632	61	2.300	140	3160
12	Larderello	Ferrara et al. (1985); Billi et al. (1986)	1985	250	200	578	87	2.300	199	2800
13	Larderello	dati Enel non pubblicati	1992	205	167	550	62	2.300	143	2900
14	Travale	Enel (1977)	1977	•	•	•	10	2.000	20	417
15	Travale	Ferrara et al. (1985); Billi et al. (1986)	1985	30	14	59	7	2.000	14	350
16	Travale	dati Enel non pubblicati	1993	30	14	68	6	2.000	12	440
17	Monte Amiata	Ceron et al. (1975)	1969	40	11	60	7	2.000	15	430
18	Bagnore	Enel (1977)	1977	•	•	•	2	2.000	4	93
19	Piancastagnaio	Enel (1977)	1977	•	•	•	5	2.000	10	214
20	Monte Amiata	Carella et al. (1984, 1985)	1983	46	9	70	6	2.000	12	290
21	Monte Amiata	dati Enel non pubblicati	1992	40	21	97	9	2.000	17	530

Tab. 2.1. La tabella riporta i dati utilizzati per calibrare il metodo del volume; i simboli identificano le seguenti variabili:

- A: area esplorata;
- np: numero di pozzi in produzione;
- nd: numero di pozzi perforati;
- Ap: area produttiva ($A_p = A \cdot n_p / n_d$);
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estratto (per i campi geotermici di Larderello, Travale e Monte Amiata) o estraibile (per i campi geotermici di Torre Alfina, Latera, Cesano e Mofete). I valori di n_p e n_d non sono riportati per i campi non ancora in sfruttamento. L'area produttiva dei campi toscani nell'anno 1977 è già fornita da Enel.

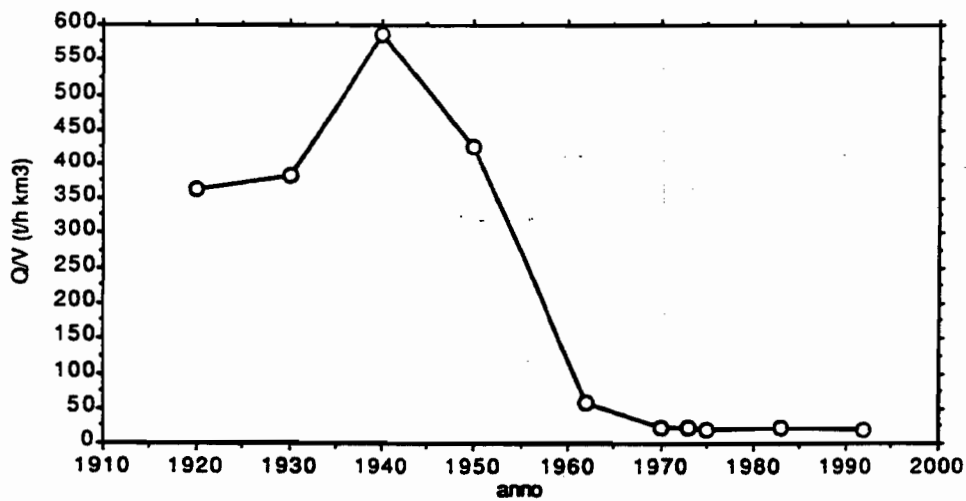
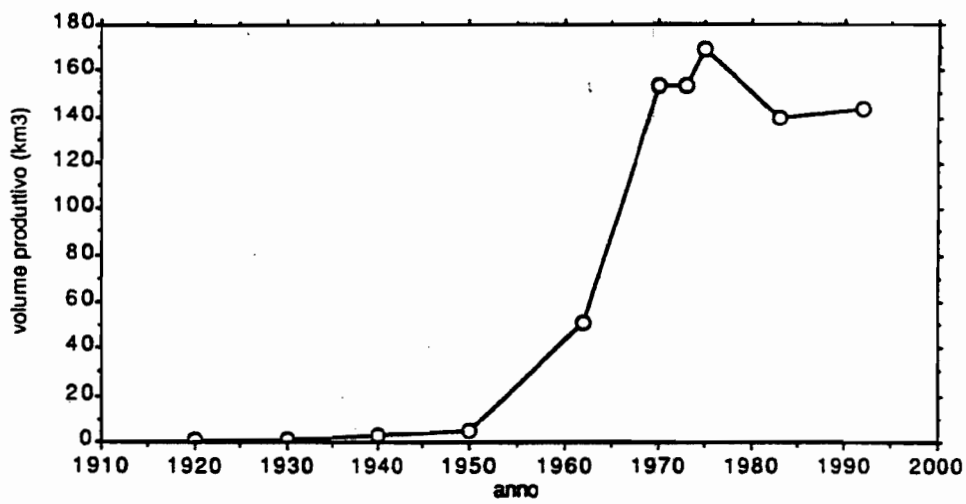
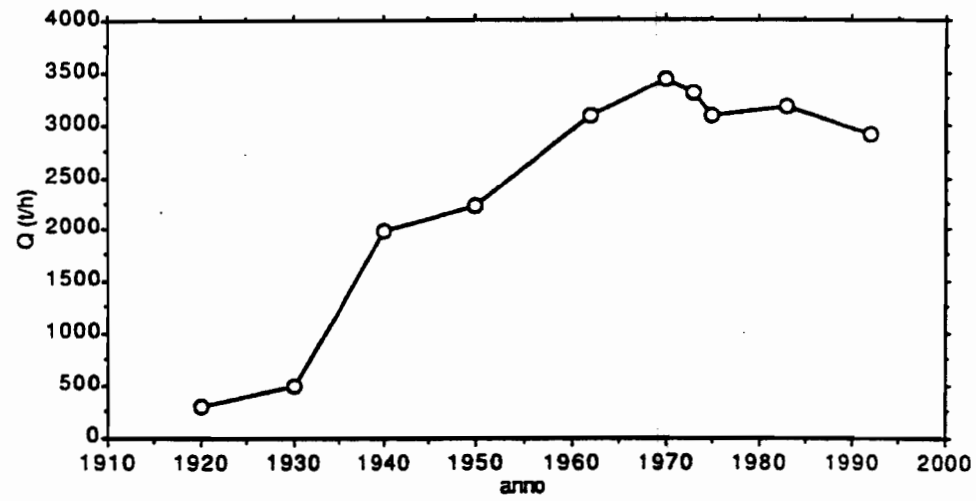


Fig. 2.1. Campo geotermico di Larderello. Variazioni temporali, dal 1920 ad oggi, di: (a) portata oraria di fluido estratto, (b) volume di serbatoio effettivamente produttivo e (c) rapporto fra queste due variabili.

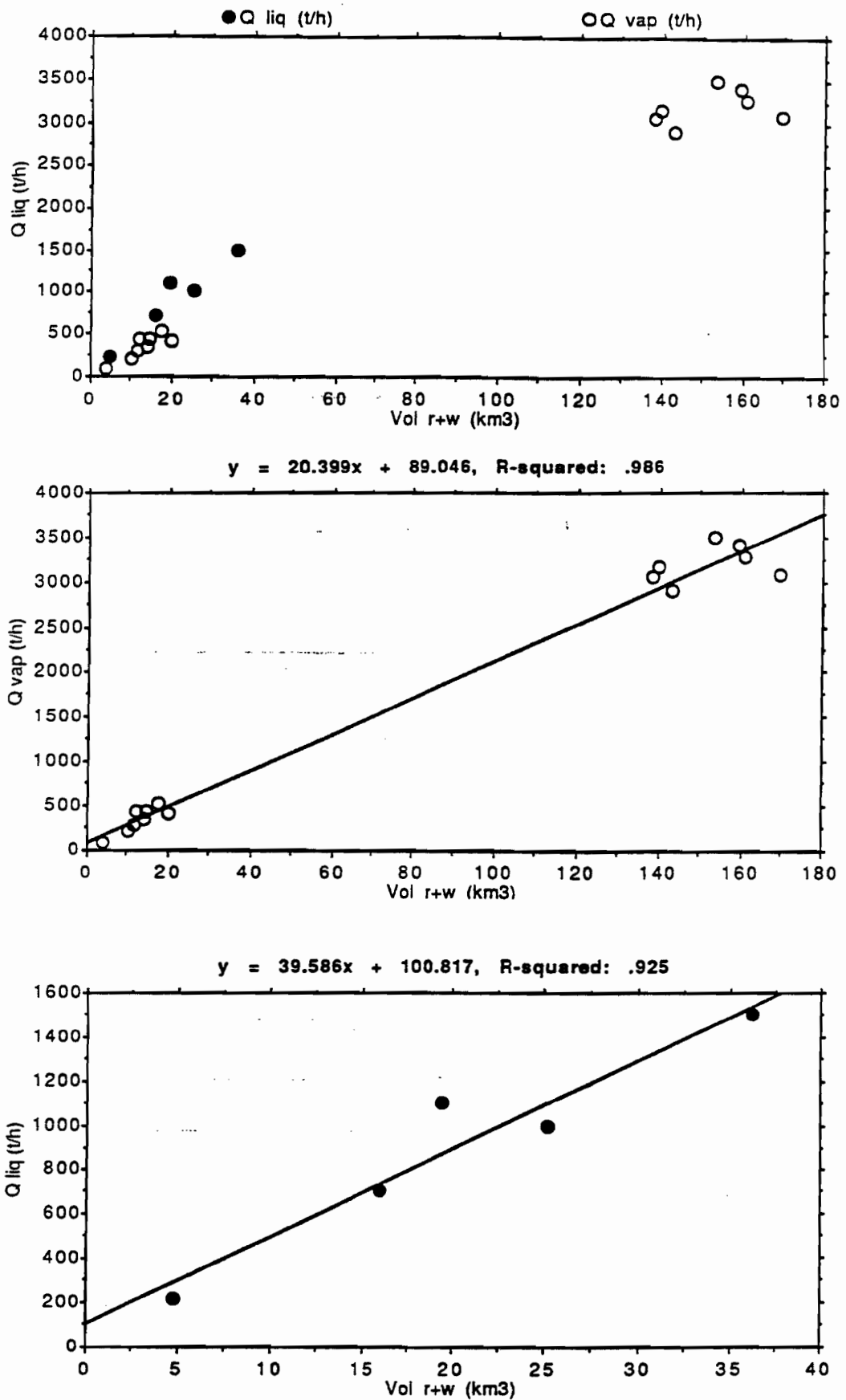


Fig. 2.2. (a) Confronto fra portata oraria di fluido totale estratto (o estraibile) e volume totale del serbatoio geotermico (roccia + fluido). (b) Stesso diagramma per i soli serbatoi toscani a vapore dominante di Larderello, Travale, Bagnore e Piancastagnaio. (c) Stesso diagramma per i soli serbatoi a liquido prevalente di Torre Alfina, Latera, Cesano e Mofete.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

3. RISERVE GEOTERMICHE ITALIANE

3.1. TOSCANA

La Toscana è sicuramente la regione italiana a maggiore vocazione geotermica, non solamente per la presenza dei campi ad alta entalpia di Larderello, Travale e Monte Amiata (per i quali, i principali dati di produzione sono presentati in Tabella 2.1), ma anche per la diffusione delle risorse di media e bassa entalpia. In effetti il settore della regione Toscana compreso fra la costa tirrenica ed il fiume Arno è sede di una anomalia termica causata, in larga misura, dall'attività magmatica prevalentemente intrusiva e di tipo acido-anatettico che ha avuto luogo nella regione dal Miocene superiore al Quaternario recente (Marinelli, 1975). In quest'area sono localizzate anche numerose sorgenti termali che sono state oggetto di attenzione da parte degli operatori geotermici.

D'altra parte, bisogna purtroppo sottolineare che a tutt'oggi non sono disponibili dati idrogeochimici di buona qualità analitica (fra i requisiti fondamentali vi è la determinazione in situ di pH ed alcalinità) ed alta densità di campionamento (1 campione ogni 2-3 km²), cioè tali da consentire lo studio della distribuzione della P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda e la applicazione del metodo del volume revisionato, al fine di quantificare le riserve geotermiche della regione.

Solamente nella zona del Monte Amiata, le sorgenti fredde sono state campionate in maniera sufficientemente dettagliata ed accurata (Chiodini et al., 1988); peraltro, a causa della particolare situazione idrogeologica della zona, le acque di circolazione poco profonda emergono quasi unicamente alla periferia dell'apparato amiatino, in prossimità del contatto fra le vulcaniti permeabili ed il substrato sedimentario impermeabile. Pertanto, l'esame della distribuzione della P_{CO2} nelle acque della zona (Fig. 3.1) evidenzia che al di sopra dei campi geotermici noti sono presenti acque caratterizzate da alti valori di P_{CO2}, ma non permette di trarre ulteriori indicazioni.

Per quanto riguarda il resto della Toscana centro-meridionale (Fig. 3.2), si sottolinea che Cataldi et al. (1978), utilizzando il metodo del volume di Muffler e Cataldi (1978), avevano ottenuto i risultati riportati nelle Tabelle 3.1a e 3.1b, per ciò che concerne le risorse geotermiche e le riserve geotermiche, rispettivamente. Da un punto di vista dimensionale, questi risultati sono una energia e non sono pertanto confrontabili con quelli che si ottengono con il metodo del volume revisionato. Questi ultimi hanno infatti le dimensioni di una potenza, a causa della correlazione empirica fra volume dei serbatoi geotermici noti e portata oraria di fluido totale estraibile. D'altro lato, poichè i dati di partenza di Cataldi et al. (1978) si riferiscono a serbatoi potenziali, se si applica ad essi (anzichè ai serbatoi geotermici effettivi, cioè quelli delimitati in base alla distribuzione della CO₂ nelle acque poco profonde) la produttività

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

specifici dei serbatoi geotermici noti, si ottengono risultati (potenze termiche) irragionevolmente elevate (Tabelle 3.2.a, 3.2.b e 3.2.c).

In effetti i risultati ottenuti per i campi geotermici di Larderello, Travale-Radicondoli e Monte Amiata (Tabella 3.2.a) sono circa il doppio delle potenze termiche estratte attualmente, pari a 2150, 330 e 395 MWt, rispettivamente. Ancora più aleatori sembrano essere i dati che riguardano i serbatoi potenziali di entalpia più bassa (Tabelle 3.2.b e 3.2.c)

ZONE	SURFACE AREA km ²	RESOURCES				RESOURCES FOR ELECTRICAL PRODUCTION				RESOURCES FOR OTHER USES				
		total		per unit area		total		per unit area		total		per unit area		
		10 ⁶ cal	GW _{th}	10 ⁶ cal / km ²	GW _{th} / km ²	10 ⁶ cal	GW _{th}	10 ⁶ cal / km ²	GW _{th} / km ²	10 ⁶ cal	GW _{th}	10 ⁶ cal / km ²	GW _{th} / km ²	
1-LIVORNO	275	876	116.8	3.19	0.4	0	0	0	0	876	116.8	3.19	0.4	
2-CASCIANA T.	589	1,852	247.0	3.10	0.4	0	0	0	0	1,852	247.0	3.10	0.4	
3-ELSA	413	1,149	153.2	2.78	0.4	730	97.3	1.77	0.2	419	55.9	1.01	0.1	
4-CECINA	381	1,388	185.1	2.76	0.5	533	71.1	1.40	0.2	855	114.0	2.24	0.3	
5-VOLTERRA	a)	82	513	68.4	6.27	1.1	292	38.9	4.71	0.6	221	29.5	3.56	0.5
	b)	263	1,621	216.2	6.16	0.8	938	125.1	3.57	0.5	683	91.1	2.60	0.3
6-S. GIMIGNANO	888	2,821	376.2	3.18	0.4	0	0	0	0	2,821	376.2	3.18	0.4	
7-CAPPIGLIA	622	2,325	310.0	3.74	0.5	0	0	0	0	2,325	310.0	3.74	0.5	
8-LARDERELLO	a)	119	1,893	244.4	15.40	2.1	1,618	215.7	13.60	1.8	215	28.7	1.81	0.2
	b)	187	1,851	246.8	9.90	1.3	1,208	161.2	6.47	0.9	842	85.6	3.43	0.5
9-MONTECASTELLI	77	529	70.5	6.87	0.9	244	32.5	3.17	0.4	285	38.0	3.70	0.5	
10-TRAVALE	a)	30	300	40.0	10.0	1.3	253	33.7	8.43	1.1	47	6.3	1.57	0.2
	b)	89	387	51.6	3.91	0.5	224	29.8	2.26	0.3	163	21.7	1.65	0.2
11-CORRATE	126	310	41.3	2.46	0.3	0	0	0	0	310	41.3	2.46	0.3	
12-PASSA N. RA	410	1,134	151.2	2.77	0.4	0	0	0	0	1,134	151.2	2.77	0.4	
13-GAVDRANO	545	1,554	207.2	2.85	0.4	0	0	0	0	1,554	207.2	2.85	0.4	
14-RIBOLLA	195	902	120.3	4.63	0.6	644	85.8	3.30	0.4	258	34.4	1.32	0.2	
15-MONTICIANO	550	1,326	176.8	2.41	0.3	0	0	0	0	1,326	176.8	2.41	0.3	
16-MONTEPULCIDO	355	1,088	251.7	5.32	0.7	1,335	178.0	3.76	0.5	553	73.7	1.56	0.2	
17-BUONCONVENTO	217	1,378	183.7	6.35	0.8	1,148	153.0	5.29	0.7	230	30.7	1.06	0.1	
18-GROSSETO	544	1,591	212.1	2.92	0.4	0	0	0	0	1,591	212.1	2.92	0.4	
19-CAPPAGNATICO	355	1,185	158.0	3.34	0.4	0	0	0	0	1,185	158.0	3.34	0.4	
20-MONTENERO	134	698	93.1	5.21	0.7	423	56.4	3.16	0.4	275	36.7	2.05	0.3	
21-SEGGIANO	364	1,686	224.8	4.63	0.6	1,209	161.2	3.32	0.4	477	63.6	1.31	0.2	
22-POPONTE	253	844	112.5	3.34	0.4	0	0	0	0	844	112.5	3.34	0.4	
23-ROCCALBEGNA	213	541	72.1	2.54	0.3	0	0	0	0	541	72.1	2.54	0.3	
24-M. PIATA	a)	21	285	38.0	13.17	1.8	277	36.9	13.19	1.8	8	1.1	0.38	0.1
	b)	160	1,177	156.9	7.36	1.0	1,039	138.5	6.49	0.9	138	18.4	0.86	0.1
25-RADICOFANI	a)	46	291	38.8	6.33	0.8	207	27.6	4.50	0.6	84	11.2	1.83	0.2
	b)	88	402	53.5	4.57	0.6	299	39.8	3.40	0.5	103	13.7	1.17	0.2
26-CASTELL'AZZARA	70	169	22.5	2.41	0.3	0	0	0	0	169	22.5	2.41	0.3	
TOTAL	8,661	34,806	4,840.8	(4.02)	(0.5)	12,622	1,662.7	(1.46)	(0.2)	22,184	2,958.1	(2.56)	(0.3)	

GW_{th} = gigawatt - year (thermal) = 10⁹ watt - year (thermal)
 * Average values for the whole region

Tab. 3.1.a. Risorse geotermiche della Toscana centro-meridionale valutate da Cataldi et al. (1978) utilizzando il metodo del volume di Muffler e Cataldi (1978).

ZONE	SURFACE AREA km ²	RESERVES				RESERVES FOR ELECTRICAL PRODUCTION				RESERVES FOR OTHER USES			
		total		per unit area		total		per unit area		total		per unit area	
		10 cal	GW _{th}	10 cal / km ²	GW _{th} / km ²	10 cal	GW _{th}	10 cal / km ²	GW _{th} / km ²	10 cal	GW _{th}	10 cal / km ²	GW _{th} / km ²
1-LIVORNO	275	343	45.7	1.25	0.2	0	0	0	0	343	45.7	1.25	0.20
2-CASCIANA T.	589	677	90.2	1.13	0.1	0	0	0	0	677	90.2	1.13	0.10
3-ELSA	413	333	44.4	0.80	0.1	146	19.5	0.35	0.05	187	24.9	0.45	0.05
4-CECINA	381	484	61.9	1.22	0.2	80	10.7	0.21	0.03	384	51.2	1.01	0.17
5-VOLTERRA	a) 62	207	27.8	3.34	0.4	80	8.0	0.97	0.13	147	19.6	2.37	0.27
	b) 263	694	92.5	2.84	0.3	227	30.2	0.86	0.11	467	62.3	1.78	0.19
6-S. GIUGLIANO	888	1,147	152.9	1.29	0.2	0	0	0	0	1,147	152.9	1.29	0.20
7-CAPPICLIA	622	1,073	143.1	1.73	0.2	0	0	0	0	1,073	143.1	1.73	0.20
8-LARDERELLO	a) 119	1,002	133.6	8.42	1.1	816	108.8	6.86	0.91	186	24.8	1.56	0.19
	b) 187	996	132.8	5.33	0.7	474	63.2	2.53	0.34	522	69.6	2.79	0.36
9-MONTECASTELLI	77	258	34.4	3.35	0.4	81	8.1	0.79	0.10	197	26.3	2.56	0.30
10-TRAVALE	a) 30	102	13.6	3.40	0.4	71	9.5	2.37	0.32	31	4.1	1.03	0.08
	b) 88	141	18.8	1.42	0.2	56	7.5	0.57	0.08	85	11.3	0.85	0.12
11-CORNATE	128	124	16.5	0.98	0.1	0	0	0	0	124	16.5	0.98	0.10
12-PASSA R. RA	410	453	60.4	1.10	0.1	0	0	0	0	453	60.4	1.10	0.10
13-GAVORRANO	545	622	82.9	1.14	0.1	0	0	0	0	622	82.9	1.14	0.10
14-RIBOLLA	195	366	46.8	1.88	0.2	193	25.7	0.99	0.13	173	23.1	0.89	0.07
15-MONTICIANO	550	530	70.7	0.96	0.1	0	0	0	0	530	70.7	0.96	0.10
16-MONTEPULCRO	355	776	103.4	2.19	0.3	400	53.3	1.13	0.15	376	50.1	1.06	0.15
17-BUONCONVENTO	217	540	72.0	2.49	0.3	368	49.1	1.70	0.23	172	22.9	0.79	0.07
18-GROSSETO	544	636	84.8	1.17	0.2	0	0	0	0	636	84.8	1.17	0.20
19-CAPPAGNATICO	355	514	68.5	1.45	0.2	0	0	0	0	514	68.5	1.45	0.20
20-MONTENERO	134	288	35.7	2.00	0.3	106	14.1	0.78	0.10	162	21.8	1.21	0.20
21-SEGGIANO	364	663	91.1	1.88	0.2	363	48.4	1.0	0.13	320	42.7	0.88	0.07
22-PONTE	253	374	49.9	1.48	0.2	0	0	0	0	374	49.9	1.48	0.20
23-ROCCALBODINA	213	189	25.2	0.89	0.1	0	0	0	0	189	25.2	0.89	0.10
24-R. ARIATA	a) 21	181	21.4	7.67	1.0	154	20.5	7.33	0.98	7	0.9	0.34	0.02
	b) 180	559	74.6	3.49	0.5	439	58.6	2.74	0.37	120	16.0	0.75	0.13
25-RADICOFANI	a) 46	86	12.8	2.09	0.3	40	5.3	0.87	0.11	56	7.5	1.22	0.19
	b) 88	130	17.3	1.48	0.2	61	8.1	0.69	0.09	69	9.2	0.78	0.11
26-CASTELL'AZZARA	70	59	7.9	0.84	0.1	0	0	0	0	59	7.9	0.84	0.10
TOTAL	8,661	14,517	1,835.5	(1.68)	(0.2)	4,115	548.6	(0.47)	(0.06)	10,402	1,386.9	(1.21)	(0.16)

GW_{th} = gigawatt - year (thermal) = 10⁹ watt - year (thermal);
 ● Average values for the whole region

Tab. 3.1.b. Riserve geotermiche della Toscana centro-meridionale valutate da Cataldi et al. (1978) utilizzando il metodo del volume di Muffler e Cataldi (1978).

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWT)	W+ (MWT)	d (km)	Tm (°C)
1	Monte Amiata a	21	2.400	50	1008	197	284	752	748	.600	240
2	Larderello a	119	2.150	256	5117	235	303	3835	3749	.850	269
3	Travale a	30	1.150	35	690	213	263	517	516	1.850	238
4	Volterra a	62	.950	59	1178	222	254	882	881	2.050	238
5	Radiconfani a	46	.900	41	828	219	250	620	620	2.100	234
6	TOTALI	278	.	441	8821	.	.	6606	6514	.	.

Tab. 3.2.a. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi potenziali della Toscana centro-meridionale con $T_m > 200$ °C, utilizzando i dati di Cataldi et al. (1978). I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- Tm: temperatura media del serbatoio geotermico.

L'attendibilità di questi risultati è commentata nel testo.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWh)	W+ (MWh)	d (km)	Tm (°C)
1	Monte Amiata b	160	2.200	352	14080	137	217	1833	3142	.800	177
2	Montemurlo	355	2.200	781	31240	107	187	2977	5882	.800	147
3	Seggiano	364	2.150	783	31304	93	171	2474	5312	.850	132
4	Ribolla	195	2.150	419	16770	93	170	1325	2826	.850	132
5	Livorno	275	1.950	536	21450	81	130	1396	2618	1.050	106
6	Casciana Terme	599	1.950	1168	46722	75	124	2715	5376	1.050	100
7	Montenero	134	1.850	248	9916	126	192	1164	1925	1.150	159
8	Montecastelli	77	1.850	142	5698	126	193	669	1113	1.150	160
9	Larderebello b	187	1.850	346	13838	150	216	2010	3072	1.150	183
10	Travale b	99	1.700	168	6732	112	155	681	1017	1.300	134
11	Buonconvento	217	1.600	347	13888	150	217	2018	3099	1.400	184
12	Elsa	413	1.500	620	24780	86	153	1757	3686	1.500	120
13	Cecina	381	1.150	438	17526	117	158	1874	2709	1.850	138
14	Volterra b	263	1.100	289	11572	152	191	1708	2233	1.900	172
15	Radiconfani b	88	1.000	88	3520	155	190	532	675	2.000	172
16	TOTALI	3807	•	6726	269036	•	•	25133	44683	•	•

Tab. 3.2.b. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi potenziali della Toscana centro-meridionale con $100 < T_m < 200$ °C, utilizzando i dati di Cataldi et al. (1978). I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- T_m: temperatura media del serbatoio geotermico.

L'attendibilità di questi risultati è commentata nel testo.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWh)	W+ (MWh)	d (km)	Tm (°C)
1	Cornate	126	2.900	365	14616	37	104	204	1342	.100	70
2	Gavorrano	545	2.750	1499	59950	47	116	1533	6340	.250	82
3	Massa Marittima	410	2.700	1107	44280	45	115	1029	4632	.300	80
4	Monticiano	550	2.700	1485	59400	33	102	552	5316	.300	68
5	Grosseto	544	2.650	1442	57664	57	123	2145	6568	.350	90
6	Roccalbegna	213	2.450	522	20874	59	120	825	2305	.550	90
7	Campiglia	622	2.400	1493	59712	65	120	2776	6593	.600	92
8	Ponente	253	2.350	595	23782	63	122	1050	2681	.650	92
9	Castell'Azzara	70	2.350	164	6580	60	120	268	727	.650	90
10	Campagnatico	355	2.250	799	31950	70	126	1671	3750	.750	98
11	San Gimignano	888	2.150	1909	76368	68	124	3817	8787	.850	96
12	TOTALI	4576	*	11379	455176	*	*	15869	49040	*	*

Tab. 3.2.c. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi potenziali della Toscana centro-meridionale con $30 < T_m < 100$ °C, utilizzando i dati di Cataldi et al. (1978). I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
 - h: spessore medio del serbatoio geotermico;
 - V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
 - Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
 - T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
 - T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
 - W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
 - W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
 - d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
 - Tm: temperatura media del serbatoio geotermico.
- L'attendibilità di questi risultati è commentata nel testo.

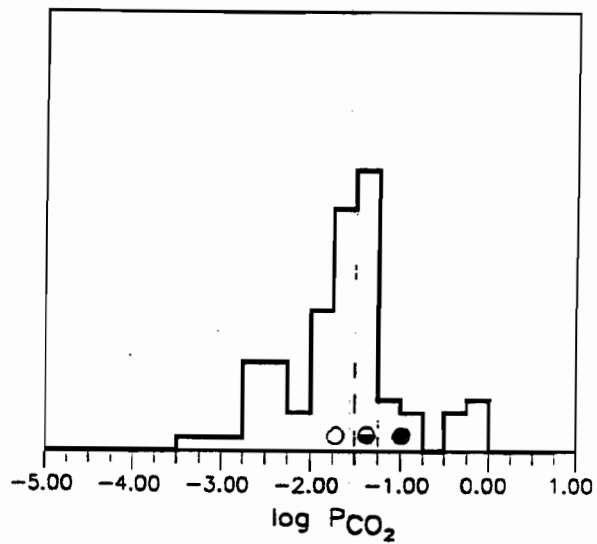
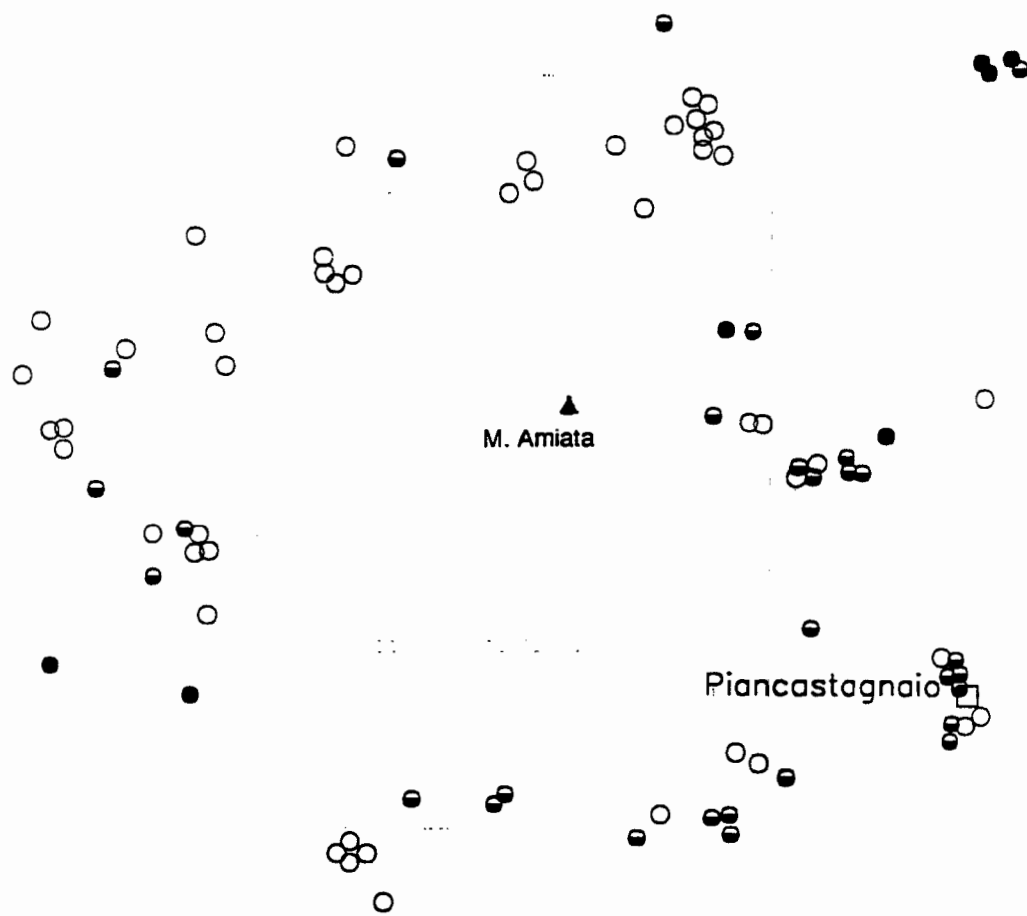


Fig. 3.1. (a) Distribuzione di frequenza e (b) distribuzione geografica della PCO_2 nelle acque di circolazione poco profonda della zona di Monte Amiata.

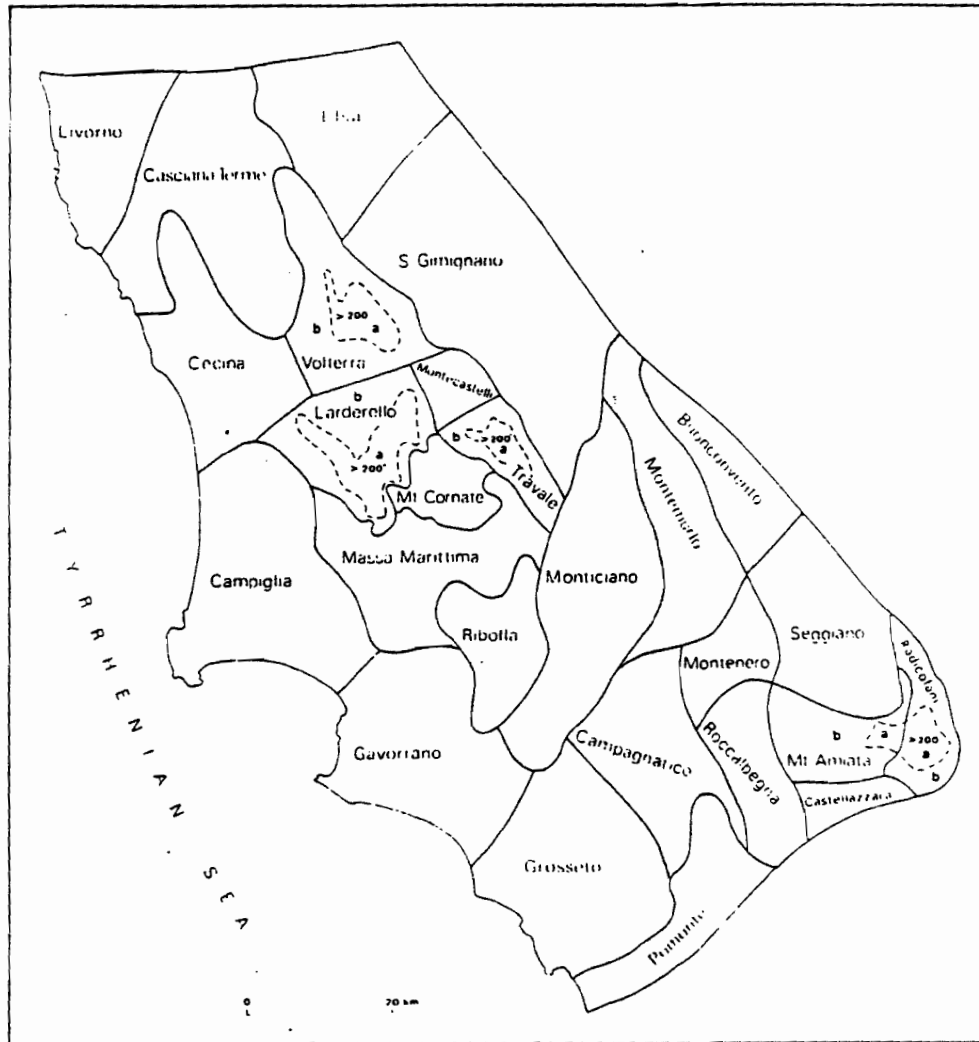


Fig. 3.2. Zone considerate da Cataldi et al. (1978) per valutare il potenziale geotermico della Toscana centrale e meridionale (da Cataldi et al, 1978).

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

3.2. LAZIO

Il Lazio è una regione con elevate potenzialità geotermiche, come dimostrato dalle ricerche fin qui eseguite da Enel ed Agip-Enel che hanno portato alla identificazione dei campi geotermici di Latera, Torre Alfina e Cesano (per i quali, i principali dati di produzione sono mostrati in Tabella 2.1) ed alla perforazione di altri pozzi geotermici produttivi localizzati nelle zone vulsina, cimina e sabatina.

Il settore tirrenico del Lazio settentrionale è stato caratterizzato, nel corso del Plio-quadernario, da vulcanismo alcalino-potassico sottosaturato in silice, con l'emissione catastrofica di importanti volumi di magmi ed il conseguente sviluppo di importanti collapsi vulcano-tettonici. Questa attività magmatica è largamente responsabile delle anomalie termiche attualmente presenti in questo settore, principalmente nella fascia che va dai Monti Vulsini ai Monti Sabatini, nella quale sono localizzate anche numerose sorgenti termali.

Passando ad esaminare la distribuzione di frequenza della P_{CO_2} nelle acque di circolazione poco profonda del Lazio centro-settentrionale (Fig. 3.3a) si può osservare che essa ha andamento bimodale e che sono distinguibili: (1) una classe fortemente anomala, caratterizzata da $P_{CO_2} > 0.18$ bar; e (2) una classe debolmente anomala, con $0.056 < P_{CO_2} < 0.18$ bar. La distribuzione geografica dei punti fortemente anomali, debolmente anomali e non anomali è presentata in Fig. 3.3b. Tralasciando i punti anomali isolati e quelli ubicati alla periferia della regione investigata e concentrando invece l'attenzione sui raggruppamenti di punti anomali sono state individuate le aree che sono interpretabili come l'espressione superficiale di serbatoi geotermici presenti in profondità.

Le caratteristiche di ciascuno di questi serbatoi sono riportate sinteticamente nelle Tabelle 3.3.a, 3.3.b e 3.3.c; nei paragrafi seguenti vengono discusse in dettaglio le caratteristiche dei serbatoi geotermici che sono da inserire fra le riserve e di quelli che, pur essendo classificabili a rigore come risorse subeconomiche, non sono da mettere a nostro avviso completamente in disparte.

3.2.1. Torre Alfina

Il sistema geotermico di Torre Alfina (Buonasorte et al., 1988) è costituito da un corpo idrico con temperatura variabile da 125 a 140 °C, sovrastato da una cappa di gas (essenzialmente CO_2), ad una pressione di circa 40 bar; il serbatoio è ospitato entro un alto strutturale delle formazioni carbonatiche mesozoiche in facies toscana. Il livello piezometrico dell'acquifero geotermico è situato circa 200 m al di sotto del piano campagna. Dei pozzi perforati a tutt'oggi, 5 (A2, A4, A7, A14 e RA1) hanno una buona capacità produttiva, mentre 3 (A1, A1 bis e A13) producono solamente CO_2 , poichè attingono al di sopra

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

dell'interfaccia acqua/CO₂. Il liquido geotermico, la cui salinità totale è prossima a 6000 mg/kg, deposita incrostazioni di CaCO₃ sia all'interno dei pozzi che negli impianti di superficie, fatto che complica lo sfruttamento del campo, la cui produttività complessiva è stimabile in circa 1000 t/h (Enel, 1977; Buonasorte et al., 1988).

L'area sottesa dai pozzi produttivi è di circa 14 km², mentre l'estensione dell'area con anomalie di CO₂ è di circa 21 km². L'accordo fra questi due valori è soddisfacente e si riflette in una sostanziale confrontabilità fra la produttività anzidetta e quella valutata in base al metodo del volume revisionato (circa 1500 t/h, Tabella 3.3.b). Considerando la temperatura del serbatoio geotermico (125-140 °C) e la profondità del suo tetto rispetto al piano campagna (in media 1200 m), il sistema di Torre Alfina è classificabile come riserva geotermica di categoria B.

3.2.2. Latera

Il serbatoio geotermico di Latera è ospitato entro un alto strutturale (interpretato come il nucleo di una piega rovesciata) del complesso prevalentemente carbonatico di età mesozoica in facies toscana, e si localizza quasi interamente nel settore orientale della caldera di Latera (Bertrami et al., 1984). Dal 1979 ad oggi sono stati perforati 15 pozzi di profondità compresa fra 1000 e 2500 m, 8 dei quali (L2, L3, L3D, L4, L11, L14bis, GR1 e GR2), localizzati lungo la culminazione dell'alto strutturale anzidetto, hanno una buona capacità produttiva e temperatura di serbatoio generalmente compresa fra 190 e 230 °C. Gli altri pozzi perforati nell'area di Latera, a nord, ad est e ad ovest di quelli produttivi sono invece sterili, ed hanno incontrato temperature di serbatoio elevate: per esempio temperature superiori ai 400 °C sono state misurate a fondo pozzo (3300 m di profondità) nell'L10, mentre una temperatura di 340 °C è stata misurata a 2800 m di profondità nel pozzo L1 (Gianelli e Scandiffio, 1989). Ipotizzando di produrre dai pozzi localizzati alla estremità settentrionale del campo e di operare la reiniezione totale dei reflui nei pozzi più meridionali, l'Enel ha valutato che la produttività complessiva del sistema geotermico di Latera è di circa 1500 t/h.

L'area sottesa dai pozzi produttivi è di circa 20 km², valore non molto inferiore ai circa 32 km² delimitabili in base alla distribuzione delle anomalie di CO₂. Un accordo soddisfacente si osserva conseguentemente fra il dato di produttività anzidetto e quello stimato in base al metodo del volume revisionato (circa 2300 t/h, Tabella 3.3.a). In base alla temperatura del serbatoio geotermico (190-230 °C) ed alla profondità del suo tetto (in media 1200 m rispetto al piano campagna), il sistema di Latera può essere classificato come riserva geotermica di categoria A.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

3.2.3. Bolsena

Ad una piccola distanza dal margine sud-occidentale di quest'area è localizzato il pozzo geotermico profondo Montefiascone-1 che è rimasto all'interno di formazioni flyschoidi fino a fondo pozzo. Nella carta delle anomalie gravimetriche (filtro passa-alto 20 km) di Barberi et al. (1993), tale pozzo si situa in una zona di gradiente molto accentuato fra un alto relativo, che coincide in larga misura con la zona anomala in CO₂, ed un basso relativo ubicato più a sud. L'andamento della gravità nella regione tosco-laziale è essenzialmente controllato dal forte contrasto di densità fra sedimenti neogenici e coltre vulcanica ($2.2 < \rho < 2.3 \text{ g/cm}^3$), da un lato, e substrato comprendente sia i terreni flyschoidi ($2.5 < \rho < 2.6 \text{ g/cm}^3$) che quelli carbonatici ($\rho 2.7 \text{ g/cm}^3$), dall'altro (Barberi et al., 1993). Tuttavia è verosimile che il tetto del serbatoio carbonatico al di sotto dell'area anomala in CO₂ sia localizzato ad una profondità minore di quanto osservato nel Montefiascone-1 e di quanto indicato nella carta del tetto del potenziale serbatoio dell'Inventario delle Risorse Geotermiche Nazionali.

In particolare è stato considerato che il tetto del serbatoio carbonatico al di sotto dell'area anomala in CO₂ sia mediamente situato ad una profondità di circa 2500 m. In base a ciò ed ai dati di temperatura (160-210 °C, stima basata sulle misure eseguite nel pozzo Montefiascone-1), il sistema geotermico di Bolsena viene collocato fra le risorse subeconomiche di categoria B. A causa della modesta produttività prevista (circa 400 t/h), l'interesse di questo prospetto è attualmente discutibile.

3.2.4. Viterbo

Considerando le basse temperature (50-70 °C) e la modesta profondità di questo serbatoio (in media 350-400 m), esso è classificabile come riserva geotermica di categoria C. La notevole produttività prevista (circa 3700 t/h) e la probabile presenza di potenziali utilizzatori (per esempio la città di Viterbo è molto vicina) rendono questo prospetto molto attraente. E' da sottolineare che i sondaggi già eseguiti dalla società Terni e dall'Enel hanno evidenziato il carattere artesiano di questo acquifero, fatto non sorprendente considerando l'abbondanza di emergenze termali naturali, e comunque di fondamentale interesse per finalità pratiche.

3.2.5. Vico

La temperatura di questo serbatoio carbonatico è valutabile in 180-230 °C ed il suo tetto è mediamente situato ad una profondità di quasi 2600 m. Anche se il sistema geotermico di Vico è collocabile fra le riserve

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

geotermiche di categoria A, la modestissima produttività prevista (dell'ordine di 10 t/h) ed i probabili vincoli ambientali pongono dubbi sul reale interesse di questo prospetto.

3.2.6. Caprànica

Prendendo in considerazione la temperatura di questo serbatoio (180-200 °C) e la profondità del suo tetto (in media attorno ai 1900 m), il sistema geotermico di Caprànica viene classificato come risorsa subeconomica di categoria B. Tuttavia, la interessante produttività prevista (prossima alle 1000 t/h) ci portano a non trascurare questo prospetto. Infine non si può escludere che questo sistema geotermico si estenda verso sud-est fino alla zona dove l'Enel ha perforato il pozzo Sabatini-6, caratterizzato da buona capacità produttiva e da una temperatura misurata, in erogazione, di 210 ± 10 °C a 1920 m di profondità.

3.2.7. Monterosi

Questo serbatoio geotermico (molto simile a quello precedente) viene collocato fra le risorse subeconomiche di categoria B, in base alla profondità del tetto del serbatoio (in media attorno ai 2000 m) ed ai dati di temperatura (180-200 °C). Esso appare degno di interesse per la interessante produttività prevista (700-800 t/h).

3.2.8. Manziana

Anche il serbatoio geotermico di Manziana viene classificato come risorsa subeconomica di categoria B, considerando che la sua temperatura è valutabile in 150-180 °C e che il suo tetto è situato ad una profondità media di circa 1800 m. Anche questo caso è degno di nota per la produttività prevista, di circa 1000 t/h.

Inoltre non si può escludere che la temperatura di questo serbatoio sia sottostimata; in effetti il geotermometro Na/K (Fournier, 1979) indica una temperatura di circa 220 °C per la componente cloruro sodica dei Bagni di Stigliano, che costituiscono, in parte, lo scarico naturale di questo sistema.

3.2.9. Grottaferrata e Colli Albani ovest

Si tratta di due serbatoi geotermici classificabili come risorse subeconomiche di categoria C in base alle basse temperature (65-80 °C a Grottaferrata; 80-100 °C ai Colli Albani ovest) ed alla considerevole profondità del loro tetto (in media 1400 m a Grottaferrata e 1900 m ai Colli Albani ovest). Tuttavia la notevole produttività prevista (circa 4000 t/h a Grottaferrata e circa 8500-9000 t/h ai

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Colli Albani ovest) e la probabile presenza di potenziali utilizzatori ci portano a non dimenticare del tutto questi due prospetti.

Bisogna sottolineare, inoltre, che la distribuzione della temperatura in profondità è stata ricavata dalle indicazioni fornite dal pozzo Falcognana-1, nel quale sono stati misurati 32.8 e 40.2 °C a 410 e 614 m di profondità, rispettivamente. Poiché questo pozzo è ubicato alcuni km al di fuori della caldera Tuscolano-Artemisio, verso ovest, non si può escludere che temperature più elevate siano presenti all'interno della caldera.

3.2.10. Cesano

Sebbene le acque di circolazione poco profonda presenti nell'area di Cesano e nelle zone limitrofe non siano state oggetto di campionamento sufficientemente dettagliato, cioè tale da consentire la ricostruzione della distribuzione della P_{CO_2} in queste acque e la conseguente applicazione del metodo del volume revisionato, è doveroso ricordare brevemente le caratteristiche di questo serbatoio geotermico.

Il serbatoio geotermico di Cesano è ospitato entro una spessa sequenza di rocce prevalentemente carbonatiche in facies umbra (Baldi et al., 1982). Ad oggi sono stati perforati 13 pozzi profondi: 9 sono sterili o scarsamente produttivi, mentre 4 (C1, C5, C7 e C8) producono miscele bifase di vapore+gas e salamoie con caratteristiche fisico-chimiche differenti. La temperatura di fondo pozzo dei pozzi produttivi varia da un minimo di 141 °C (nel C5) ad un massimo di 221 °C (nel C7), mentre la temperatura massima misurata è di circa 300 °C, a 3080 m di profondità nel C4 (Allegrini et al., 1982). Nonostante la buona produttività complessiva del sistema geotermico di Cesano, valutabile in circa 700 t/h, la elevata salinità delle salamoie prodotte (fino a circa 350 g/l) ed il loro potere fortemente incrostante ($CaCO_3$ e $Na_2SO_4 \cdot K_2SO_4$) ostacolano lo sfruttamento del campo.

Considerando la temperatura del serbatoio e la profondità del suo tetto (mediamente 1750 m circa), il sistema geotermico di Cesano viene collocato fra le risorse subeconomiche di categoria B.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (Mwt)	W+ (Mwt)	d (km)	T _m (°C)
1	2.Latera	32	1.810	57	2295	190	230	440	547	1.190	210
2	11.Vico	1	.420	3.4E-1	13	180	230	2	3	2.580	205
3	TOTALI	32	•	58	2309	•	•	443	550	•	•

Tab. 3.3.a. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi geotermici, con T_m > 200 °C, localizzati nel Lazio. I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- T_m: temperatura media del serbatoio geotermico.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (Mwt)	W+ (Mwt)	d (km)	Tm (°C)
1	1.Torre Alfina	21	1.800	37	1498	125	140	174	200	1.200	132
2	15.Manziana	22	1.200	26	1042	150	180	151	188	1.800	165
3	12.Capranica	22	1.080	24	972	180	200	175	198	1.920	190
4	14.Monterosi	19	1.000	19	768	180	200	138	156	2.000	190
5	3.Bolsena	20	.500	10	400	160	210	63	86	2.500	185
6	TOTALI	104	•	117	4679	•	•	702	828	•	•

Tab. 3.3.b. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi geotermici, con $100 < T_m < 200$ °C, localizzati nel Lazio. I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- Tm: temperatura media del serbatoio geotermico.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T ⁻ (°C)	T ⁺ (°C)	W ⁻ (MWh)	W ⁺ (MWh)	d (km)	T _m (°C)
1	9.Viterbo	35	2.630	92	3682	50	70	107	193	.370	60
2	5.Magagnano	4	2.270	10	381	40	50	7	11	.730	45
3	16.Grottaferrata	62	1.600	99	3969	65	80	185	254	1.400	72
4	7.Canino	19	1.500	29	1163	60	80	47	74	1.500	70
5	6.Férento	8	1.490	11	447	60	80	18	29	1.510	70
6	17.Coll. Albani W	198	1.100	218	8732	80	100	558	761	1.900	90
7	8.Tuscania	42	1.100	47	1870	80	100	120	163	1.900	90
8	10.La Rocca	5	1.100	6	220	70	80	12	14	1.900	75
9	4.Celleno	13	.900	12	479	50	80	14	31	2.100	65
10	13.Falerii Novi	8	.800	6	240	50	70	7	13	2.200	60
11	TOTALI	395	•	530	21183	•	•	1074	1542	•	•

Tab. 3.3.c. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi geotermici, con $30 < T_m < 100$ °C, localizzati nel Lazio. I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T⁻: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T⁺: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W⁻: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W⁺: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- T_m: temperatura media del serbatoio geotermico.

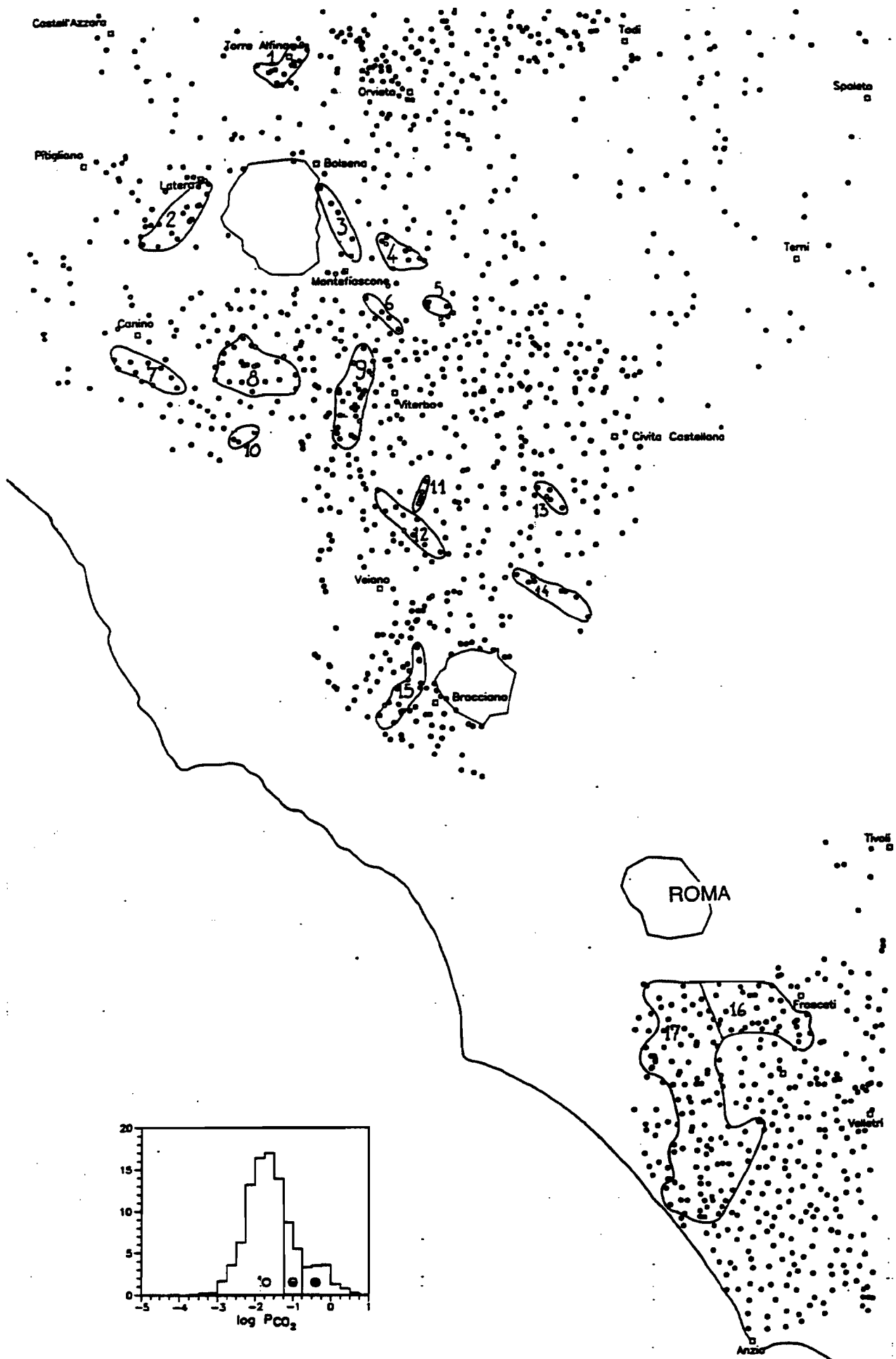


Fig. 3.3. (a) Distribuzione di frequenza e (b) distribuzione geografica della PCO_2 nelle acque di circolazione poco profonda del Lazio centro-settentrionale.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

3.3. CAMPANIA

In Campania le investigazioni geotermiche sono state logicamente concentrate nelle aree vulcaniche attive dei Campi Flegrei, di Ischia e del Vesuvio, nonché nell'area del vulcano Roccamonfina, la cui attività ebbe luogo fra circa 1 e 0.15 milioni di anni fa (Watts, 1987). Queste aree sono caratterizzate anche dalla presenza di sorgenti termali e, i Campi Flegrei ed Ischia, manifestazioni fumaroliche.

Le esplorazioni di superficie e di profondità eseguite di recente da Agip-Enel hanno portato alla identificazione del campo geotermico di Mofete (i cui principali dati di produzione, tratti da Guglielminetti, 1986 ed Agip, 1987, sono mostrati in Tabella 2.1) ed ad escludere che siano presenti risorse geotermiche di alta entalpia, a profondità economicamente accessibili, nell'area del Vesuvio (Barberi et al., 1980; Balducci et al., 1983). L'esplorazione geotermica del vulcano Roccamonfina, condotta dalla Union Geotermica Italiana facente parte della Unocal Corporation, è culminata nella perforazione dello *slim-hole* Gallo 85-1 ed ha dimostrato l'assenza di risorse geotermiche di alta entalpia in questo prospetto (Watts, 1987). Nel corso di queste investigazioni geotermiche sono stati raccolti i dati idrogeochimici che consentono di ricostruire la distribuzione della P_{CO_2} nelle acque di circolazione poco profonda presenti in queste aree.

In particolare, l'istogramma di Fig. 3.4a ha andamento bimodale e permette di distinguere: (1) una classe fortemente anomala, caratterizzata da $P_{CO_2} > 0.10$ bar, e (2) una classe debolmente anomala, con $0.032 < P_{CO_2} < 0.10$ bar. In Fig. 3.4b è mostrata la distribuzione geografica dei punti appartenenti a queste due classi anomale e di quelli non anomali. Focalizzando l'attenzione sui gruppi di punti anomali (e trascurando sia i punti anomali isolati sia quelli ubicati alla periferia delle zone oggetto di investigazione) sono state individuate alcune aree, che sono interpretabili come l'espressione in superficie di serbatoi geotermici presenti nel sottosuolo.

Le caratteristiche di questi serbatoi sono elencate nelle Tabelle 3.4.a e 3.4.b. Nei paragrafi seguenti vengono riesaminati quei serbatoi geotermici che sono classificabili come riserve e quelli che, pur facendo parte delle risorse subeconomiche, sono comunque degni di nota.

3.3.1. Suio

Considerando la bassa temperatura (40-70 °C) e la piccola profondità di questo serbatoio (in media 400-500 m), esso viene inserito fra le riserve geotermiche di categoria C. La produttività prevista (circa 1300 t/h) è buona. E' molto probabile che questo acquifero sia artesiano, considerando che vi sono numerose emergenze termali naturali. Complessivamente il prospetto è attraente, nonostante rimanga da verificare la presenza di potenziali utilizzatori.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

3.3.2. Campi Flegrei

L'area delimitabile in base alla distribuzione geografica delle anomalie di CO₂ si estende lungo la costa del golfo di Pozzuoli su una superficie complessiva di quasi 40 km². Al suo interno sono presenti numerose sorgenti termali e manifestazioni fumaroliche; queste ultime sono state individuate anche nel golfo di Pozzuoli, indicando o la prosecuzione del sistema geotermico flegreo al di sotto del fondale marino o almeno la presenza localmente di altri sistemi geotermici di minore estensione.

Come evidenziato sia dai pozzi profondi perforati da Agip-Enel nelle zone di Mofete, San Vito e Licola, sia dai sondaggi eseguiti dalla società S.A.F.E.N. (Società Anonima Forze Endogene Napoletane) nel periodo 1940-1950 nelle zone di Mofete, Montenuovo ed Agnano, il serbatoio geotermico flegreo è ospitato prevalentemente all'interno del complesso vulcanico ed in minor misura entro le sottostanti siltiti, arenarie e marne. Il tetto del serbatoio geotermico flegreo non corrisponde con il tetto di una unità litostratigrafica permeabile (coperta da una unità litostratigrafica impermeabile), ma con la comparsa di un minerale di alterazione idrotermale tipico, l'epidoto, che, nei pozzi di Mofete, avviene generalmente attorno ai 220 °C (Chelini e Sbrana, 1987), in corrispondenza con le prime importanti perdite di circolazione incontrate durante la perforazione dei pozzi profondi (Guglielminetti, 1986). Il serbatoio geotermico si sviluppa entro le sottostanti zone idrotermali a silicati calcico-alluminiferi e termometamorfica (Chelini e Sbrana, 1987).

Pertanto la profondità del tetto del serbatoio flegreo ed il suo spessore sono stati valutati facendo riferimento alla isoterma dei 220 °C, considerando i dati di sottosuolo di Mofete, San Vito ed Agnano. I valori di temperatura del serbatoio (220-350 °C) e la sua profondità (in media circa 1 km) portano ad inserirlo fra le riserve geotermiche di categoria A. La produttività prevista (circa 3000 t/h) è elevata. Tuttavia lo sfruttamento di questa risorsa è complicato dalla alta salinità dei fluidi e dal loro potere incrostante. L'intensa urbanizzazione della zona ed il rischio vulcanico e bradisismico sono altri seri ostacoli per lo sviluppo geotermico di quest'area.

3.3.3. Pompei

Fra i differenti settori in cui è stata suddivisa l'area vesuviana, scegliendo come parametro guida la profondità del tetto del basamento carbonatico mesozoico, il settore di Pompei è quello in cui tale basamento si incontra a profondità minore. Anche se la profondità è in media di circa 800 m, essa varia rapidamente e abbastanza regolarmente da circa 400 m all'estremità sud-orientale di questo settore a circa 1200 m al limite nord-occidentale della stessa.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Pertanto almeno la parte sud-orientale del serbatoio di Pompei è classificabile per la sua modesta profondità e per le sue basse temperature (30-40 °C) come riserva geotermica di categoria C. La notevole produttività prevista (globalmente circa 3500 t/h) e la probabile presenza di potenziali utilizzatori, come suggerito dalla intensa antropizzazione dell'area, rendono questo prospetto moderatamente attraente. Non è escluso che questo serbatoio abbia carattere artesiano, per lo meno in parte, come suggerito dalla presenza di emergenze debolmente termali a Castellammare di Stabia.

3.3.4. Ischia

L'interesse geotermico dell'isola di Ischia è suggerito dalla storia evolutiva del complesso vulcanico e dalla età recente delle ultime grandi eruzioni piroclastiche, responsabili della messa in posto del Tufo Verde del Monte Epomeo, 55.000 anni fa, e della Formazione di Citara, tra 43.000 e 33.000 anni fa (Vezzoli, 1988).

Una dettagliata interpretazione dei dati di interesse geotermico disponibili per l'isola d'Ischia, ed in particolare dei dati chimici ed isotopici relativi sia ai fluidi che si scaricano alla superficie naturalmente sia a quelli che sono stati intercettati dai pozzi SAFEN, è stata recentemente proposta da Panichi et al. (1992). Secondo questa ricostruzione, un corpo idrico di salinità moderata ($Cl < 2.5$ g/kg) e con temperatura di almeno 240 °C è presente a profondità maggiori di 700 m nel sottosuolo dell'isola. Attorno a tale corpo idrico principale e al di sopra di esso si situa un acquifero geotermico secondario, alimentato sia da acqua di mare sia da acque meteoriche, e caratterizzato da $4 < Cl < 10$ g/kg e temperatura prossima ai 160 °C.

L'estensione areale del serbatoio principale, suggerita dalla distribuzione di fumarole, esalazioni di vapore dal suolo, *steam-heated pools* e risalite di acque geotermiche (Fig. 3.5), è valutabile in circa 17 km². Trascurando l'acquifero geotermico secondario, si può assegnare uno spessore medio di almeno 2 km al serbatoio principale, il cui volume globale risulta essere di 34 km³. Ne consegue una produttività di circa 1300-1400 t/h.

Per l'elevata temperatura (> 240 °C) e la modesta profondità il serbatoio geotermico di Ischia è classificabile come riserva geotermica di categoria A.

Lo sfruttamento di questa risorsa venne tentata dalla SAFEN negli anni '50, quando venne costruita una centrale a ciclo binario da 300 kW. Il tentativo fallì a causa dei problemi di incrostazione e corrosione che la tecnologia dell'epoca non era in grado di risolvere. Più recentemente venne progettato, nell'ambito del PFE, un impianto pilota geotermoelettrico a ciclo binario da 500 kW che avrebbe utilizzato il fluido (a 140-150 °C) fornito da un pozzo profondo meno di 200 m (ELC, 1982), ma anche questo progetto si arenò, a causa dello scarso interesse delle autorità

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

locali, preoccupate dalla incidenza negativa della geotermia sulle attività turistiche dell'isola.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWt)	W+ (MWt)	d (km)	T _m (°C)
1	21. Campi Flegrei	38	1.950	75	2987	220	350	677	1128	1.050	285
2	26. Ischia	17	2.000	34	1360	240	300	340	435	1.000	270
3	TOTALI	55	•	109	4347	•	•	1017	1563	•	•

Tab. 3.4.a. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi geotermici, con $T_m > 200$ °C, localizzati in Campania. I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- T_m: temperatura media del serbatoio geotermico.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWT)	W+ (MWT)	d (km)	Tm (°C)
1	18. Suio	12	2.540	32	1270	40	70	22	66	.460	55
2	22. Pompei	40	2.180	86	3447	30	40	20	60	.820	35
3	19. Teano	31	2.000	62	2464	40	100	43	215	1.000	70
4	23. Boscorecase	47	1.250	58	2326	40	60	41	95	1.750	50
5	20. Giugliano	7	.500	3	134	60	80	5	9	2.500	70
6	24. Torre del Greco	36	.450	16	642	60	75	26	37	2.550	68
7	25. Ercolano	12	0	0	0	75	80	0	0	3.000	78
8	TOTALI	183	•	257	10282	•	•	157	482	•	•

Tab. 3.4.b. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi geotermici, con $30 < T_m < 100$ °C, localizzati in Campania. I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- Tm: temperatura media del serbatoio geotermico.

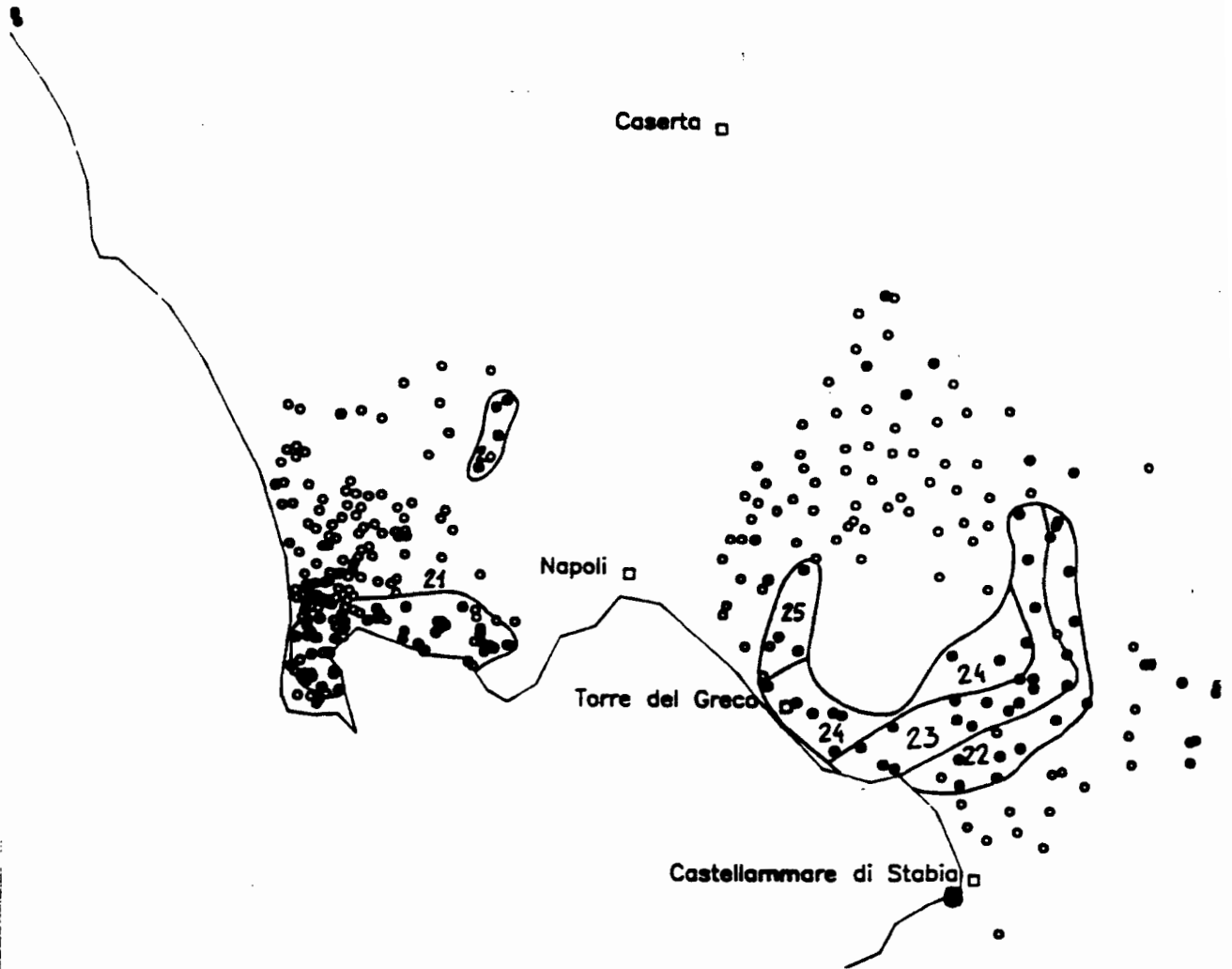
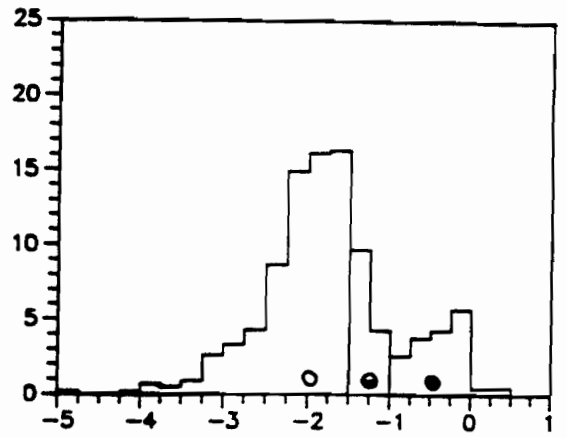
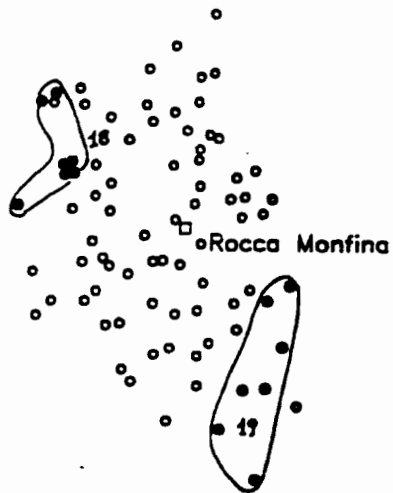


Fig. 3.4. (a) Distribuzione di frequenza e (b) distribuzione geografica della PCO_2 nelle acque di circolazione poco profonda delle zone di Roccamonfina, Campi Flegrei e Vesuvio.

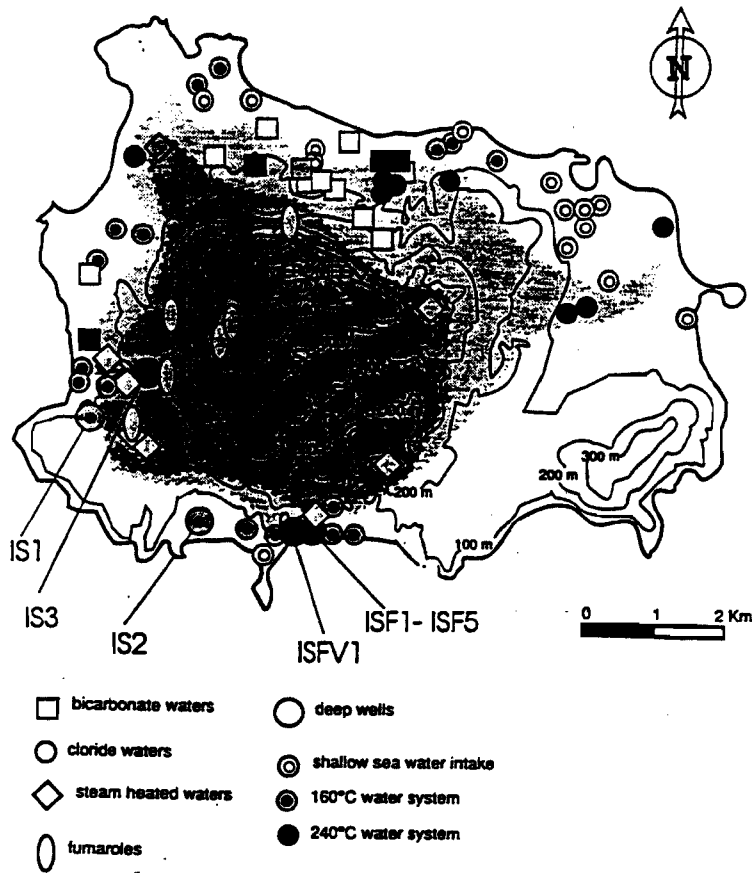


Fig. 3.5. Estensione areale del sistema geotermico di Ischia (da Panichi et al. 1992). Le due aree di colore grigio si riferiscono alle zone dove si incontrano esalazioni di vapore dal suolo, *steam-heated pools* e sorgenti parzialmente alimentate da acque profonde salate, provenienti dal serbatoio a $T > 240\text{ }^{\circ}\text{C}$ (grigio scuro) e da quello a $160\text{ }^{\circ}\text{C}$ (grigio chiaro). L'area di colore bianco è dominata dalla ingressione di acqua di mare.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

3.4. Basilicata

In Basilicata è stata oggetto di esplorazione geotermica l'area del vulcano Monte Vulture, la cui attività ebbe luogo principalmente fra circa 0.7 e 0.5 milioni di anni fa (La Volpe e Principe, 1990), anche se l'ultimo evento eruttivo si è verificato soltanto 130.000 anni fa (Laurenzi et al., 1993).

L'esplorazione di superficie condotta recentemente da Agip-Enel ha portato ad escludere che siano presenti risorse geotermiche di alta entalpia in questo prospetto (Bruni et al., 1984). Nel corso di questa attività geotermica sono stati raccolti i dati idrogeochimici utilizzati per lo studio della distribuzione della P_{CO_2} nelle acque di circolazione poco profonda presenti in quest'area.

Prendendo in esame l'istogramma di Fig. 3.6a si può osservare che esso ha andamento bimodale e che sono distinguibili: (1) una classe fortemente anomala, caratterizzata da $P_{CO_2} > 0.18$ bar, e (2) una classe debolmente anomala, con $0.056 < P_{CO_2} < 0.18$ bar. La distribuzione geografica, sia dei punti che ricadono in queste due classi anomale, sia di quelli non anomali, è raffigurata in Fig. 3.6b. Anche in questo caso sono stati individuati i gruppi di punti anomali, che rappresentano l'espressione superficiale di serbatoi geotermici presenti in profondità.

In base alla modesta temperatura e alla rilevante profondità (Tabella 3.5), 3 dei 4 serbatoi individuati nell'area di Monte Vulture (Atella, Filiano e Lavello) sono classificabili come risorse subeconomiche, mentre il quarto (Monticchio) rientra fra le risorse residuali.

	Area	A (km ²)	h (km)	V (km ³)	Q (t/h)	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWT)	W+ (MWT)	d (km)	Tm (°C)
1	28. Filiano	18	1.180	21	826	40	70	14	43	1.820	55
2	29. Lavello	8	.950	8	315	45	70	7	16	2.050	58
3	27. Atella	7	.120	1	32	60	70	1	2	2.880	65
4	30. Monticchio	28	0	0	0	75	90	0	0	3.000	82
5	TOTALI	61	•	29	1174	•	•	23	61	•	•

Tab. 3.5. Risultati della applicazione del metodo del volume revisionato ai serbatoi geotermici, con $30 < T_m < 100$ °C, localizzati in Basilicata. I simboli identificano le seguenti variabili:

- A: estensione areale del serbatoio geotermico;
- h: spessore medio del serbatoio geotermico;
- V: volume totale (roccia+fluido) del serbatoio geotermico;
- Q: portata oraria di fluido totale estraibile;
- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima fornita dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima fornita dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- T_m: temperatura media del serbatoio geotermico.

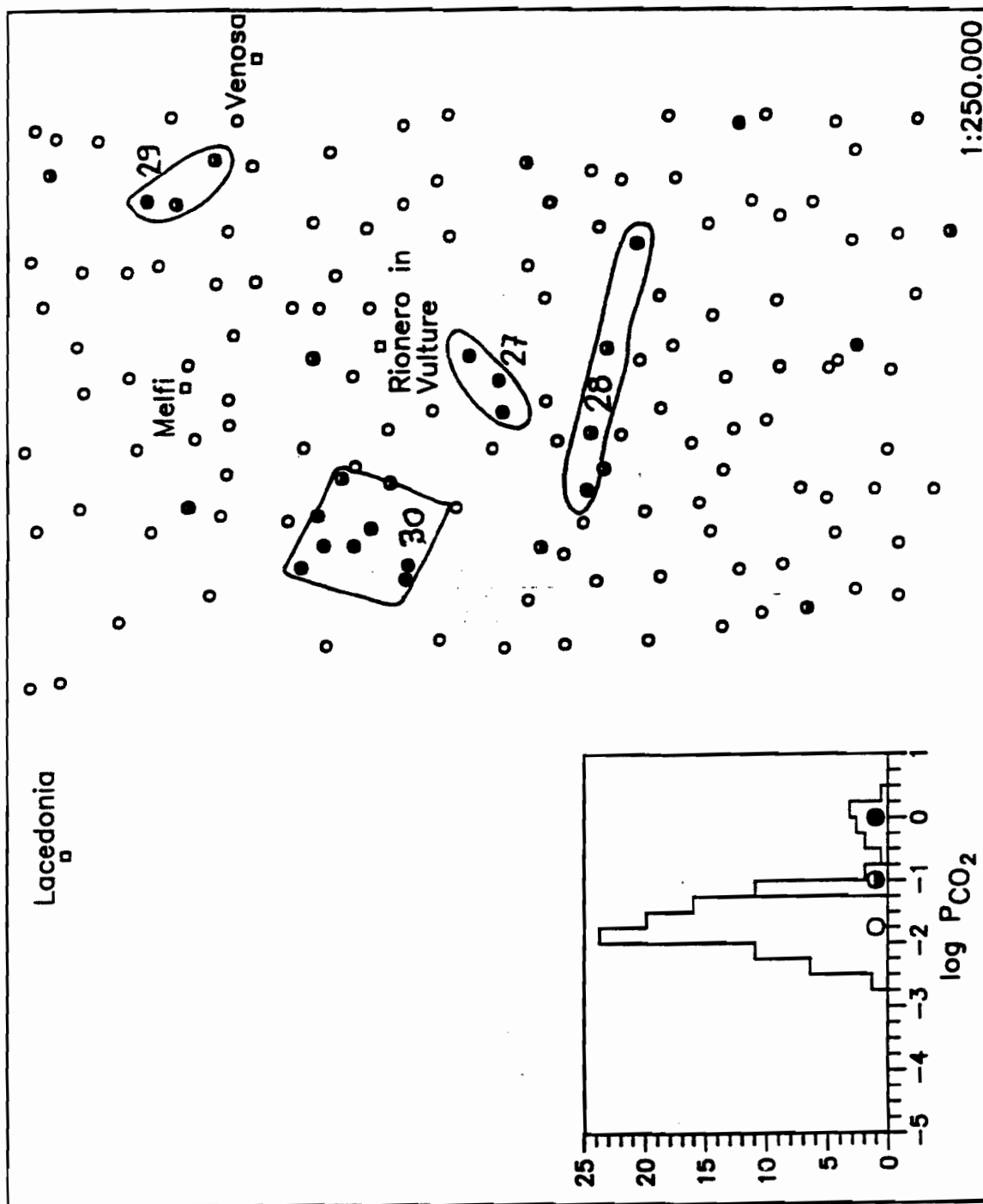


Fig. 3.6. (a) Distribuzione di frequenza e (b) distribuzione geografica della PCO_2 nelle acque di circolazione poco profonda della zona di Monte Vulture.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4. RICOSTRUZIONE DEL MODELLO GEOCHIMICO-GEOTERMICO CONCETTUALE E VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO DI AREE SELEZIONATE

4.1. LIPARI

4.1.1. Vulcanologia e vulcano-tettonica

I prodotti vulcanici dell'isola di Lipari mostrano una chiara evoluzione temporale nelle caratteristiche petrologiche (Pichler, 1976, 1980; Crisci et al., 1991). In effetti:

- le vulcaniti più antiche (eruttate fra 223000 e 127000 anni fa) sono per lo più di composizione andesitico-basaltica e basaltica,
- fra 127000 e 92000 anni fa fanno la loro comparsa le andesiti alte in potassio,
- i prodotti più recenti emessi da apparati subaerei localizzati sull'isola stessa hanno composizione riolitica.

Questi ultimi prodotti sono: (1) le pomici del Monte Pilato e le colate di ossidiana delle Rocche Rosse e della Forgia Vecchia, legate alla eruzione del 580 A.D.; (2) i prodotti idromagmatici e lavici del Vallone Gabellotto, eruttati fra circa 11400 e 8600 anni fa; (3) i prodotti idromagmatici e i duomi colata di M.Guardia e M.Giardina, emessi in due cicli distinti, fra circa 22400 e 20300 anni fa e attorno ai 42000 anni fa.

Occorre ricordare che sulla origine di queste rioliti non vi è unanimità di vedute in letteratura: secondo alcuni (per esempio Pichler, 1976; Crisci et al., 1991) queste rocce sarebbero prodotte da fusione parziale della crosta inferiore, mentre secondo altri (per esempio Barberi et al., 1974) esse sarebbero invece i prodotti finali della cristallizzazione frazionata di magmi shoshonitici. Questa controversia non è una mera disquisizione accademica, poichè la prima ipotesi implicherebbe la presenza di una notevole anomalia termica nel sottosuolo dell'isola, mentre la anomalia termica valutabile in base alla seconda ipotesi è relativamente modesta (vedi paragrafo 5.2). Vi è quindi un grosso dubbio sulle caratteristiche della fonte di calore presente nel sottosuolo di Lipari.

L'isola di Lipari è caratterizzata da un complesso contesto vulcano-tettonico che risulta dalla azione combinata di due direttrici tettoniche di importanza regionale (Principe, 1985; Frazzetta et al., 1982):

- l'una ha andamento all'incirca WNW-ESE, ossia parallelo all'orientamento dell'arco eoliano nei pressi dell'isola,
- l'altra, di direzione NNW-SSE, potrebbe rappresentare la prosecuzione della faglia Tindari-Letojanni.

Questo secondo trend tettonico è stato probabilmente quello più importante, poichè sia i magmi riolitici recenti sia i magmi basaltici e andesitici emessi nello stadio più antico di attività (fra circa 223000 e 42000 anni fa) sono risaliti

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

lungo linee tettoniche appartenenti al trend NNW-SSE (Principe, 1985).

4.1.2. Geochimica dei fluidi

Una prospezione geochimica di dettaglio è stata recentemente eseguita sull'isola di Lipari per conto dell'Agip-EMS-Enel. Tali dati, attualmente disponibili nella banca dati GEOCH (Principe e Romano, 1992), sono stati elaborati nell'ambito di questo progetto per ricostruire il modello geochimico-geotermico concettuale dell'isola.

Nel corso della prospezione geochimica sopra menzionata vennero raccolti 150 campioni d'acqua, 8 campioni di gas liberi a terra e 8 campioni di gas liberi a mare.

4.1.2.1. Classificazione chimica delle acque

La maggior parte dei campioni d'acqua provengono da emergenze localizzate lungo la costa dell'isola e risentono di fenomeni di miscelamento con acqua di mare. Non è pertanto sorprendente che, nel diagramma di Langelier-Ludwig di Fig. 4.1.1, numerosi punti d'acqua siano localizzati nei pressi del punto rappresentativo dell'acqua di mare. Queste acque di composizione cloruro sodica hanno salinità ionica generalmente compresa fra 200 e 1300 eq/l (Fig. 4.1.2).

L'esame delle Figure 4.1.1 e 4.1.2 (e di altre opportune sezioni della piramide composizionale di Langelier-Ludwig, non riportate per brevità) mostra che sono ben riconoscibili altre due famiglie di acque ed un punto di composizione peculiare.

(1) Dieci punti d'acqua sono caratterizzati da $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$, rapporti fra i tre cationi principali (Na, Ca, Mg) variabili da punto a punto e salinità ionica generalmente compresa fra 70 e 10 meq/l. Questi campioni sono localizzati ai Bagni di San Calogero e nelle sue vicinanze e nei pressi dell'abitato di Lipari.

(2) Tredici punti d'acqua presentano $\text{SO}_4 > \text{HCO}_3 > \text{Cl}$, rapporti fra i tre cationi principali (Na, Ca, Mg) pure variabili da punto a punto, come osservato per la famiglia precedente, e salinità ionica di 100 - 260 meq/l. Questi campioni sono ubicati nei pressi dell'abitato di Lipari.

(3) Un campione, situato alcune centinaia di metri a SE dei Bagni di San Calogero, ha composizione solfato calcico acida (pH = 2.90).

Queste 24 acque, molte delle quali hanno P_{CO_2} elevate, sono interpretabili come acque meteoriche di circolazione poco profonda, che ricevono l'apporto di gas acidi (CO_2 e H_2S) provenienti da ambienti geotermici sottostanti.

Infine occorre segnalare che le due sorgenti situate più lontano dalla zona costiera hanno bassa salinità ionica, mentre la loro composizione è differente: cloruro sodica in un caso (02095), cloruro calcico nell'altro (05111).

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.1.2.2. Distribuzione delle specie mobili

La distribuzione delle specie mobili Cl, B, Li (ossia quelle la cui concentrazione non è vincolata dalla condizione di saturazione rispetto ad una fase solida) permette di operare alcune distinzioni, di estrema importanza dal punto di vista geotermico, fra le acque della famiglia cloruro sodica.

In effetti, nei diagrammi di correlazione B vs Cl (Fig. 4.1.3) e Li vs Cl (Fig. 4.1.4), mentre la maggior parte dei punti d'acqua si localizza presso l'asse delle ascisse delineando una linea di miscela fra acqua di mare e acque meteoriche di bassa salinità (legate, come già visto, a circuiti poco profondi), dodici punti si distaccano da tale linea per i loro contenuti più elevati sia di B che di Li. Alcuni di questi campioni (10166, 14087, 14148, 14150 e 15086) sono interpretabili come miscele binarie fra acque meteoriche ed un'acqua geotermica, altri (10075, 14132, 14149) come miscele binarie fra acqua di mare e acqua geotermica, altri ancora (10074, 14157, 15072 e 15130) come miscele ternarie fra acque meteoriche, acqua di mare e acqua geotermica. Le due linee di miscela binaria vincolano il punto dell'acqua geotermica e permettono di stimare i suoi contenuti di Cl (850 meq/l), Li (2.77 meq/l) e B (6.80 mmol/l).

Bisogna sottolineare che queste sorgenti nelle quali è presente la componente geotermica sono localizzate nel settore più settentrionale della costa orientale dell'isola, ossia alle pendici orientali di Monte Pilato.

4.1.2.3. Geotermometria idrogeochimica

Nei diagrammi di correlazione fra il Li, scelto come tracciante dell'acqua geotermica, e le specie chimiche di interesse geotermometrico, cioè SiO₂, Na, K, e Mg, si riconoscono allineamenti analoghi a quelli identificati nelle Figure 4.1.3 e 4.1.4. Sono stati pertanto stimati i contenuti di questi costituenti nell'acqua geotermica pura, nonostante tale ricostruzione sia complicata da una certa dispersione dei punti, soprattutto nel caso del K. I risultati ottenuti (SiO₂ = 154 mg/l; Na = 15490 mg/l; K fra 915 e 1300 mg/l; Mg = 918 mg/l) permettono di calcolare le seguenti temperature di equilibrio per l'acqua geotermica pura:

- T_{Na/K} fra 176 e 202 °C, in base al geotermometro Na/K (Fournier, 1979);
- T_{quarzo} = 161 °C, facendo riferimento alla solubilità del quarzo (Fournier and Potter, 1982);
- T_{K²/Mg} fra 128 e 140 °C, considerando il geotermometro K²/Mg (Giggenbach, 1988).

Ammettendo che la discrepanza tra le diverse stime termometriche rifletta la differente velocità di re-equilibrio dei tre geotermometri è verosimile pensare che l'acqua geotermica abbia percorso abbastanza lentamente il

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

tragitto fra il serbatoio geotermico e il punto di emergenza. In tal caso la temperatura del serbatoio geotermico sarebbe di almeno 175-200 °C.

4.1.2.4. Distribuzione della P_{CO_2} , ammonio e temperatura

La distribuzione di frequenza della P_{CO_2} nelle acque dell'isola ha andamento trimodale (Fig. 4.1.5) e può essere considerato come la somma delle tre famiglie di acque seguenti:

- una famiglia comprendente sia i campioni di acqua di mare sia le miscele fra acque meteoriche e acque di mare ricche di questo secondo componente; i valori di P_{CO_2} tipici di queste acque sono compresi fra 0.56 e 1.8 mbar;
- una famiglia "normale" comprendente le acque la cui P_{CO_2} è compresa fra 1.8 e 32 mbar;
- una famiglia "anomala", caratterizzata da $P_{CO_2} > 32$ mbar, a causa di apporti di gas ricchi di CO_2 provenienti da serbatoi geotermici sottostanti.

Nell'ambito della famiglia "anomala" sono state distinte le acque con $32 < P_{CO_2} < 178$ mbar da quelle con $178 < P_{CO_2} < 1000$ mbar; questi due gruppi sono rappresentati, con simboli differenti, sulla carta di Fig.4.1.6, dal cui esame si rileva che i campioni anomali sono localizzati nei pressi del centro abitato di Lipari e lungo la costa occidentale del corpo principale dell'isola.

Bisogna sottolineare che le sorgenti nelle quali è presente la componente geotermica sono caratterizzate da basse P_{CO_2} , generalmente comprese fra 1 e 20 mbar; soltanto il campione 14150 presenta una P_{CO_2} superiore (76 mbar); pertanto l'acqua geotermica ha verosimilmente subito una sensibile perdita di gas, forse per ebollizione, prima di raggiungere i siti di emergenza.

I diagrammi di correlazione fra il Li, tracciante dell'acqua geotermica, e le variabili ammonio (Fig. 4.1.7) e temperatura (Fig. 4.1.8) mostrano che numerosi campioni sono caratterizzati da elevati valori di queste due variabili e contenuti di Li molto bassi, tipici delle acque meteoriche, dell'acqua di mare e delle miscele fra questi due componenti. Molti di questi campioni presentano anche valori di P_{CO_2} anomali o sono comunque localizzati nei pressi del centro abitato di Lipari e lungo la costa occidentale del corpo principale dell'isola, cioè nelle zone caratterizzate da P_{CO_2} anomale.

Questa perfetta coincidenza di anomalie di CO_2 , ammonio e temperature indica che esse sono causate da fenomeni di fuga di vapore da un serbatoio geotermico localizzato al di sotto di queste aree anomale.

4.1.2.5. Geochimica dei gas

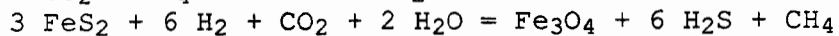
Degli 8 campioni di gas raccolti a terra per conto di Agip-EMS-Enel, soltanto quello della sorgente termale Fossa

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

di Faurdo presenta un elevato contenuto di CO₂ (97 %v). La manifestazione delle vecchia cava di caolino, la sola nella quale è presente l'H₂S, mostra un contenuto di CO₂ del 79 %v, mentre negli altri casi la concentrazione di anidride carbonica è inferiore al 60 %v ed in alcuni casi è di alcune unità percentuali solamente. E' molto probabile che il verificarsi di processi naturali, quali la interazione con acque di circolazione poco profonda, e/o la contaminazione con aria nel corso del prelievo dei campioni abbiano profondamente mutato le caratteristiche delle miscele gassose presenti in profondità. Queste analisi, così come quelle degli 8 campioni raccolti a mare (per la ovvia interazione dei gas con l'acqua marina) non sono quindi utilizzabili per valutazioni geotermometriche.

E' invece di estremo interesse la loro localizzazione. Infatti le emissioni gassose non si localizzano solamente nei pressi del centro abitato di Lipari e lungo la costa occidentale del corpo principale dell'isola, cioè nelle zone caratterizzate da P_{CO2} anomale, ma anche fra queste due zone (Fig. 4.1.6), indicando la probabile presenza di un unico sistema geotermico che si estende sia ad est che a sud di Monte S. Angelo.

La applicazione di un modello geotermometrico basato sugli equilibri:



pirite

magnetite

aveva portato Cioni et al. (1988) a stimare una temperatura di 170-180 °C nella zona di equilibratura dei gas che alimentano le fumarole della vecchia cava di caolino. La probabile condensazione di parte del vapore acqueo e la conseguente perdita preferenziale dei gas più solubili (dato il basso flusso di queste manifestazioni) suggeriscono di considerare queste stime termometriche come valori minimi, mentre i valori massimi stimabili approssimano i 220 °C.

4.1.2.6. Modello geochimico-geotermico concettuale

Un acquifero geotermico con una temperatura di 200-220 °C è presente nel sottosuolo dell'isola di Lipari, perlomeno nei pressi della costa occidentale e della fascia Bagni di San Calogero-Lipari. Estesi fenomeni di ebollizione avvengono nelle porzioni sommitali di questo serbatoio ed i vapori separati interagiscono con gli acquiferi sovrastanti riscaldandoli e modificandone le caratteristiche chimiche, soprattutto i contenuti di CO₂ e ammonio. Le soluzioni acquose contenute entro questo acquifero geotermico (con contenuto di cloruro valutabile in circa 30 g/l) si scaricano alla superficie lungo il tratto costiero situato alle pendici orientali di Monte Pilato, non prima di essersi miscelate o con acque meteoriche di circolazione poco profonda, o con acqua di mare o con entrambe.

4.1.3. Valutazione delle riserve geotermiche

L'estensione areale del serbatoio geotermico, indicata sia dalla distribuzione della CO₂, dello ammonio e della temperatura nelle acque di circolazione poco profonda sia dalla localizzazione delle manifestazioni gassose, è valutabile in circa 8 km². La superficie che sottende l'acquifero geotermico coincide anche con gran parte delle zone di alterazione idrotermale riconosciute nell'isola (Principe, 1985). L'allungamento di questa superficie, secondo le stesse direzioni dei due principali trend tettonici attivi, potrebbe indicare che la permeabilità del serbatoio sia controllata essenzialmente da fattori tettonici e che la sua estensione sia quella indicata dagli indizi geochimici e geologici anzidetti. D'altro lato, considerando la distribuzione dei punti d'acqua, non si può escludere che il sistema si estenda ulteriormente verso l'interno dell'isola. Tuttavia, volendo valutare le riserve geotermiche da un punto di vista conservativo, si è considerato che l'estensione areale del serbatoio sia di circa 8 km².

Assegnando al tetto del serbatoio una profondità media di circa 250 m (per analogia con quanto osservato a Vulcano Porto, vedi capitolo seguente), il suo spessore è valutabile in 2.75 km, il suo volume totale in 22 km³ e la portata estraibile in circa 880 t/h, nell'ipotesi di un sistema a liquido dominante con permeabilità similare a quella dei campi geotermici esplorati. Per l'elevata temperatura (200-220 °C) e la modesta profondità il serbatoio geotermico di Lipari è classificabile come riserva geotermica di categoria A.

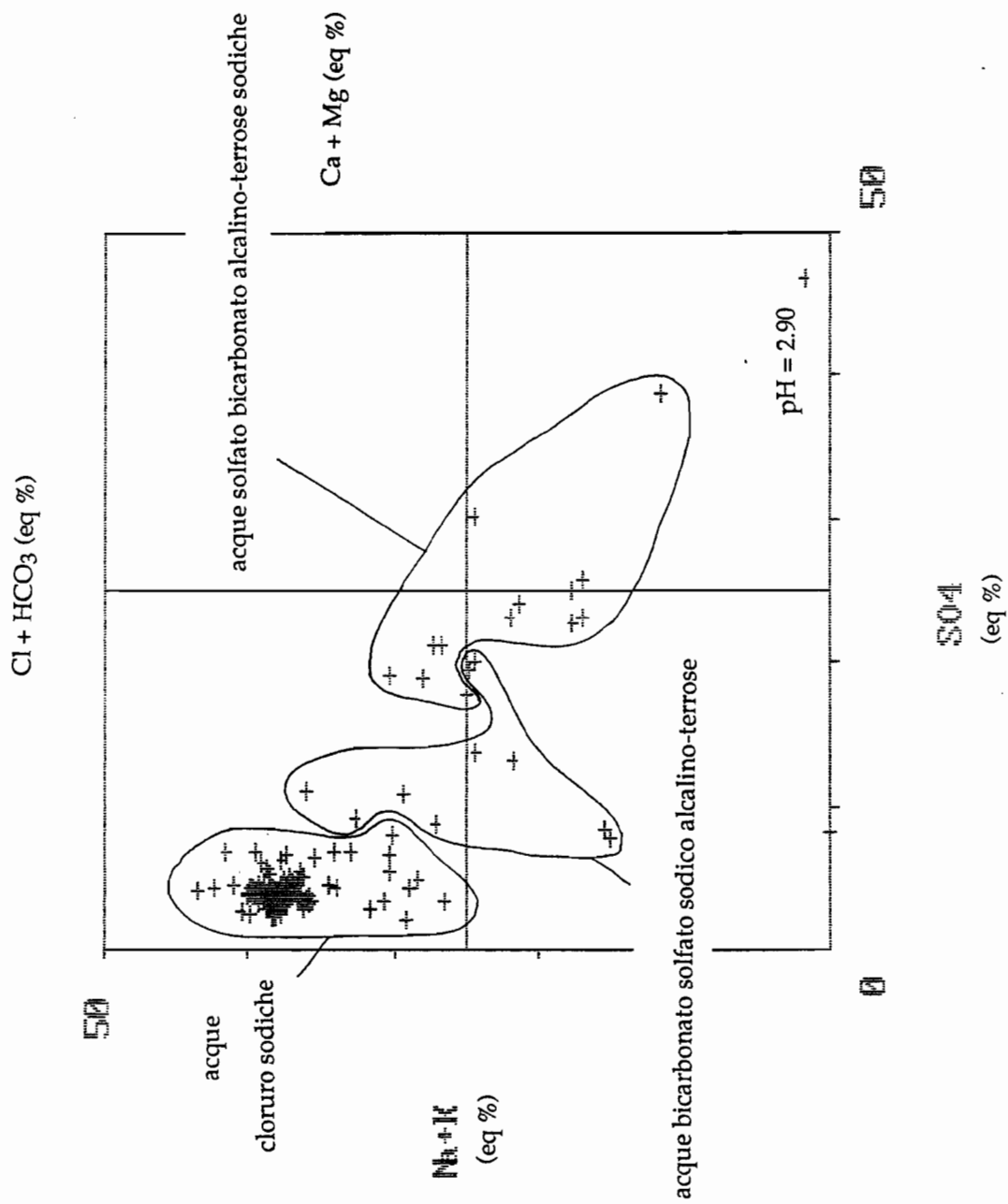


Fig. 4.1.1. Diagramma di Langelier-Ludwig per le acque dell'isola di Lipari

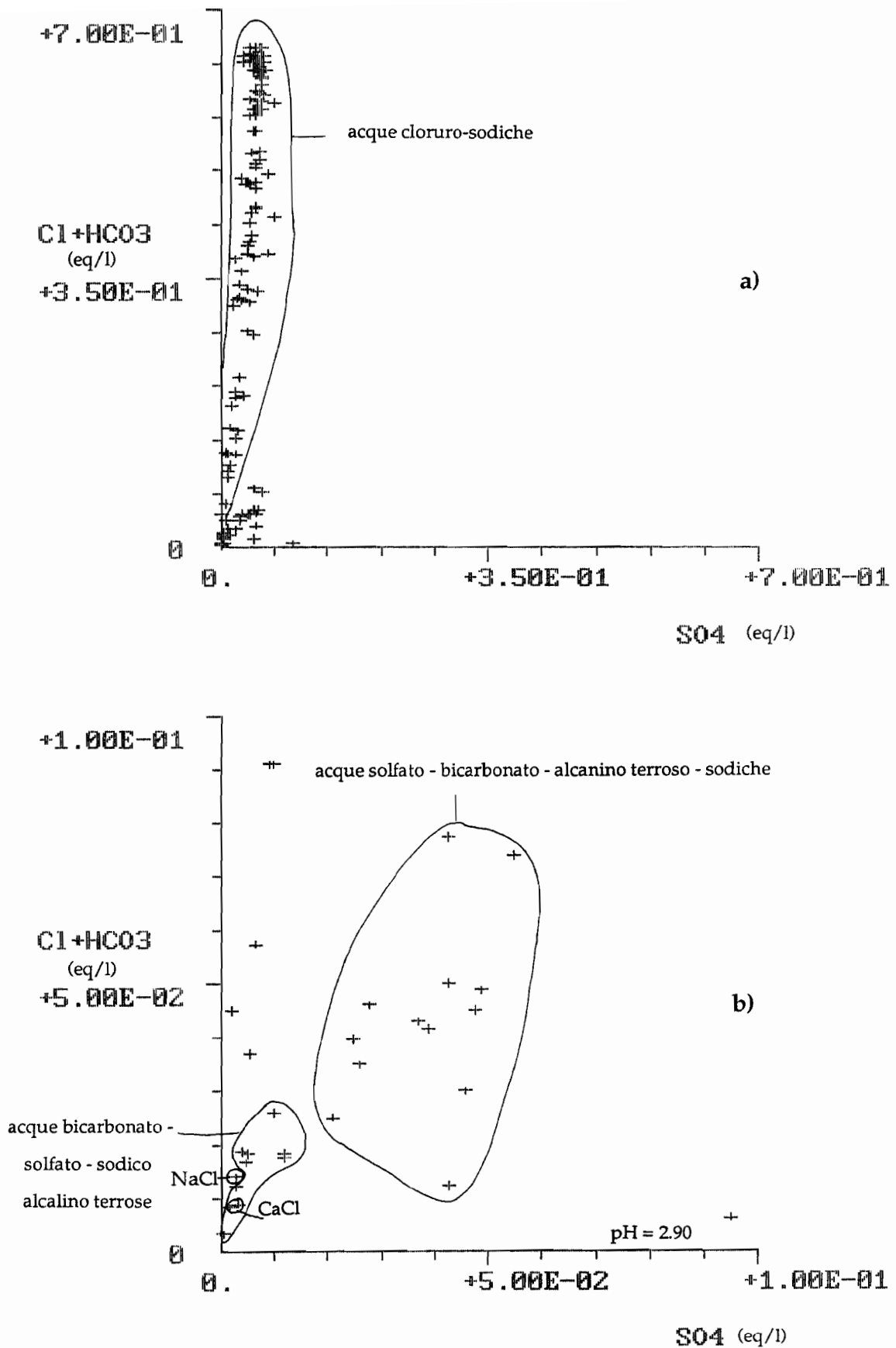


Fig. 4.1.2. Diagramma di correlazione Cl + HCO₃ vs SO₄ per le acque dell'isola di Lipari; questo grafico è equivalente ad una qualunque sezione (della piramide compositiva di Langelier-Ludwig) con traccia parallela all'asse delle ascisse nel diagramma di Fig. 4.1.1.; a) campo delle alte salinità ioniche; b) campo delle basse salinità ioniche.

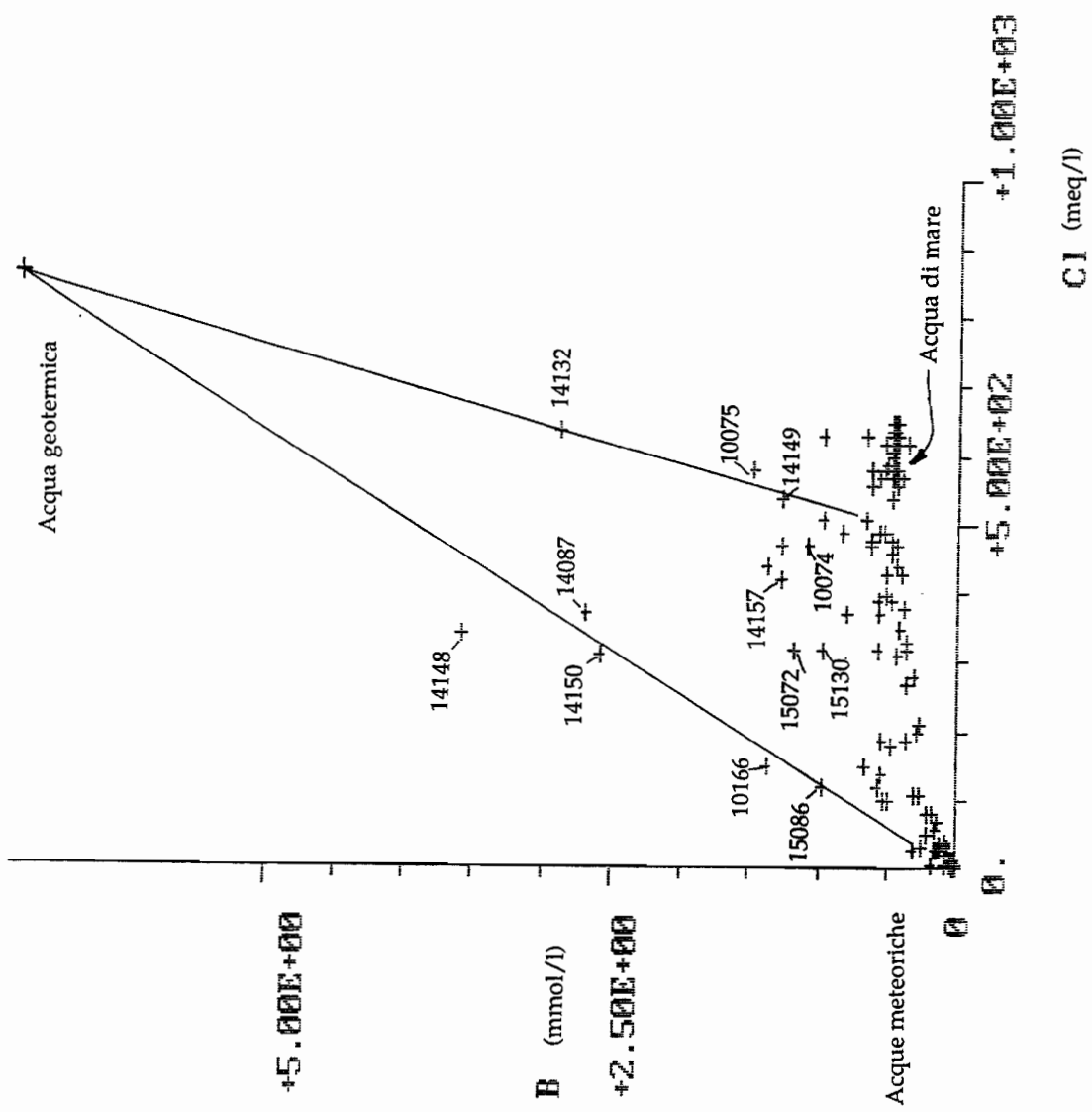


Fig. 4.1.3. Diagramma di correlazione boro vs cloro per le acque dell'isola di Lipari. Le rette rappresentano le linee delle miscele binarie acqua geotermica-acqua di mare ed acqua geotermica-acque meteoriche.

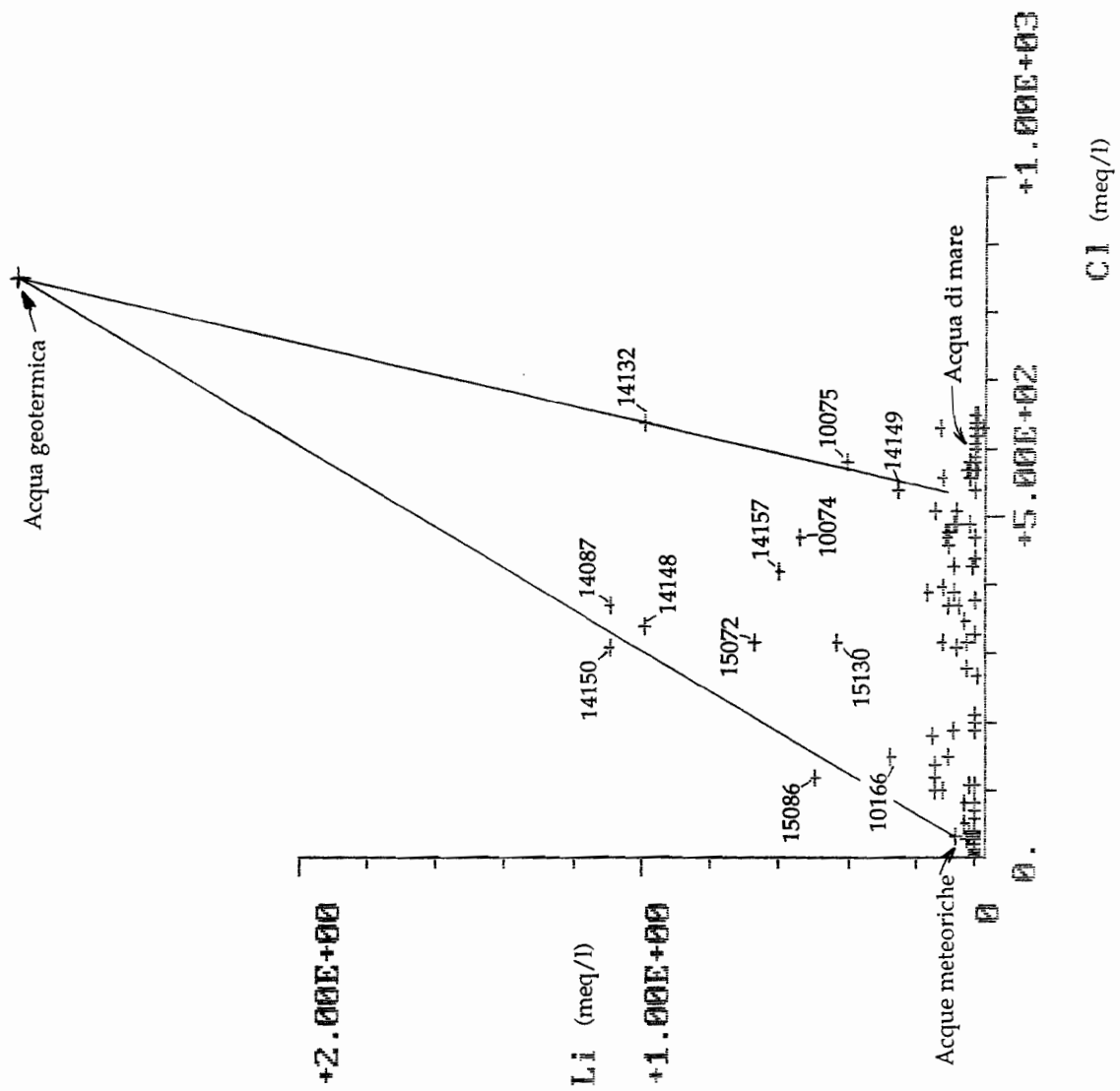


Fig. 4.1.4. Diagramma di correlazione litio vs cloruro per le acque dell'isola di Lipari. Le rette rappresentano le linee delle miscele binarie acqua geotermica-acqua di mare ed acqua geotermica-acque meteoriche.

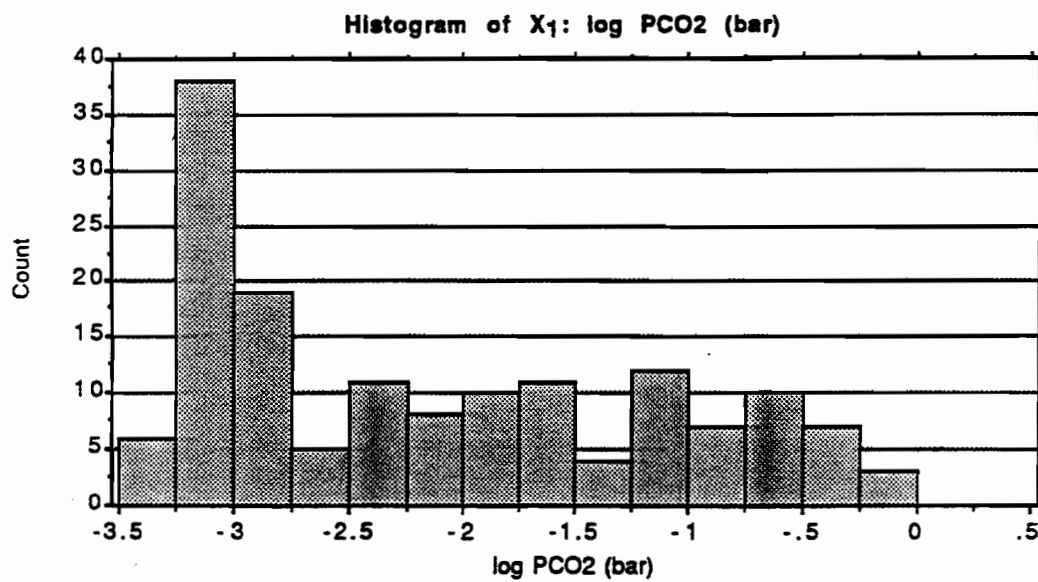


Fig. 4.1.5. Distribuzione di frequenza della PCO₂ nelle acque dell'isola di Lipari.

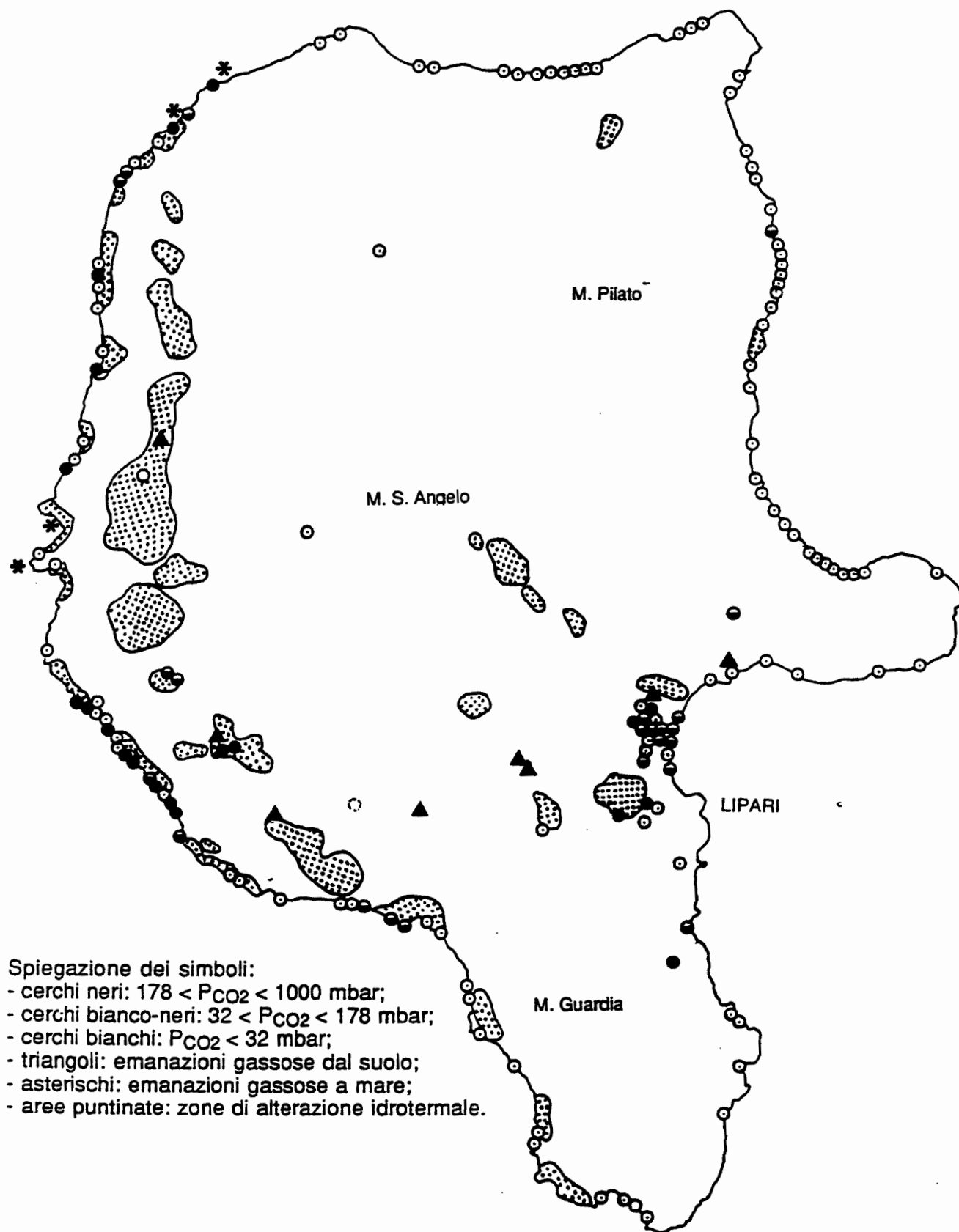


Fig. 4.1.6. Distribuzione geografica della P_{CO_2} nelle acque dell'isola di Lipari.

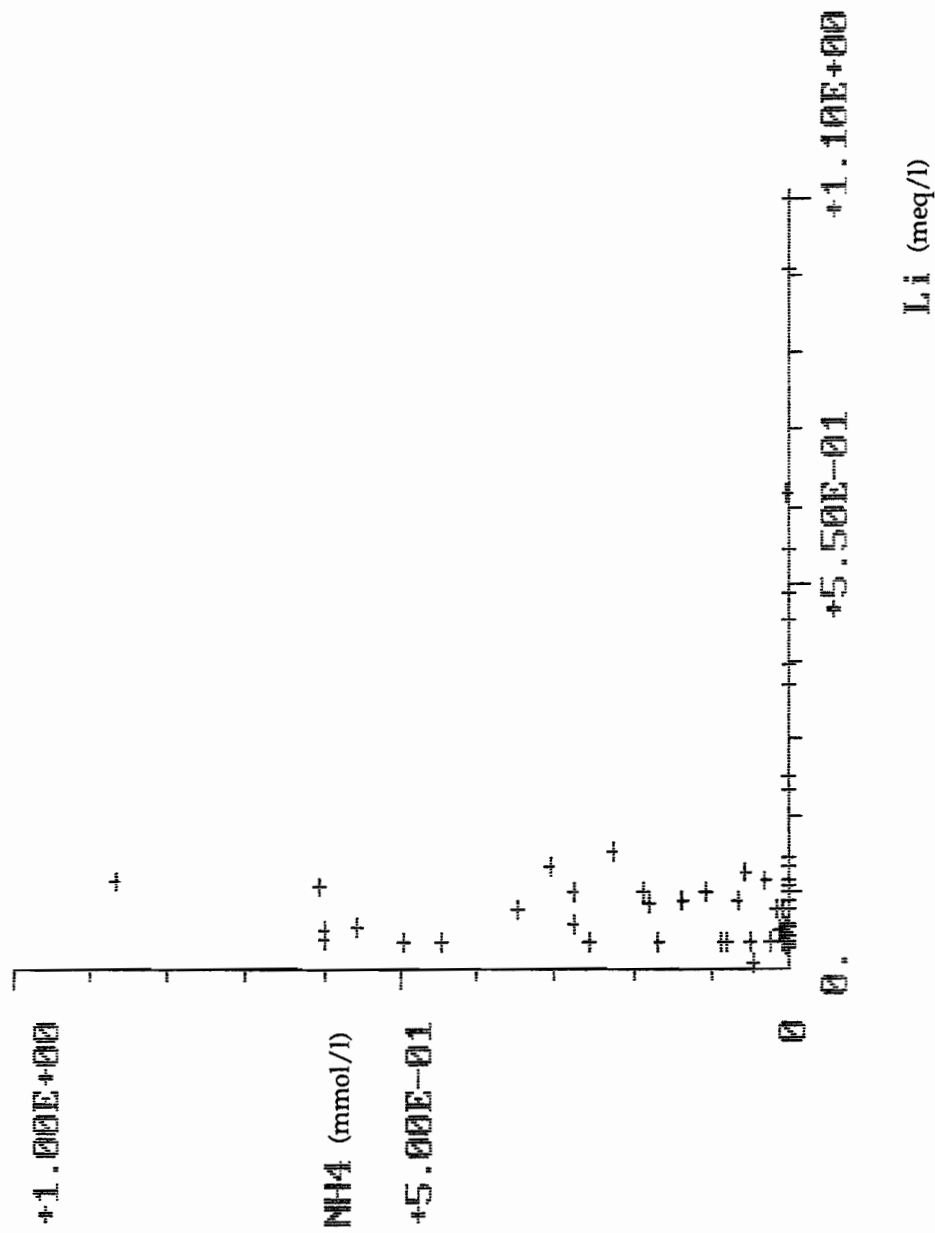


Fig. 4.1.7. Diagramma di correlazione fra il litio, tracciante dell'acqua geotermica, e l'ammonio per le acque dell'isola di Lipari.

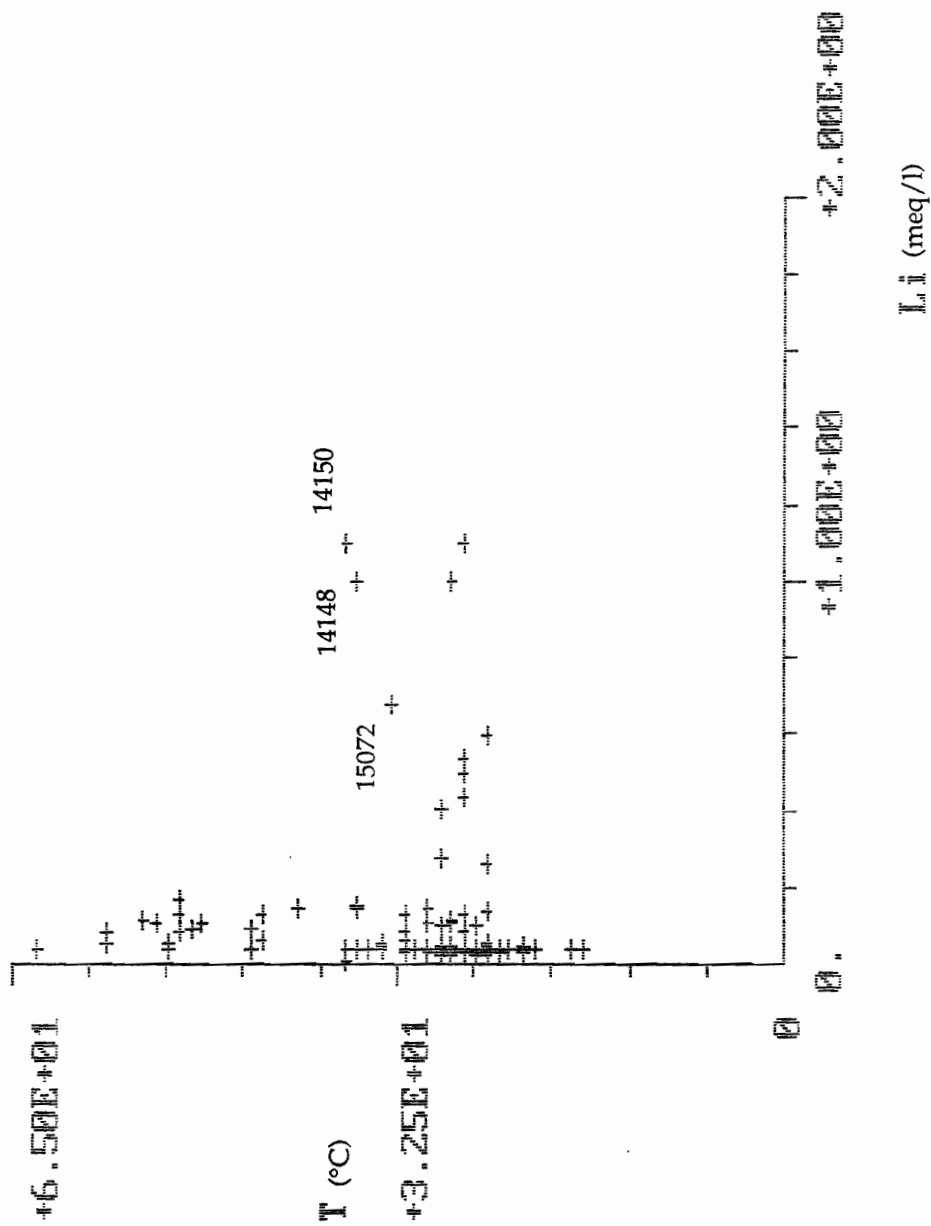


Fig. 4.1.8. Diagramma di correlazione fra il litio, traccante dell'acqua geotermica, e la temperatura per le acque dell'isola di Lipari.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.2. VULCANO

4.2.1. Attività geotermiche effettuate a Vulcano

L'isola di Vulcano è stata oggetto di esplorazione geotermica negli anni '50, allorchè vennero perforati due pozzi, denominati VU 1 e VU 2 bis, nei pressi delle fumarole della Baia di Levante. Nel secondo venne incontrato un livello produttivo, fra 185 m e fondo pozzo, in corrispondenza del quale furono misurate temperature statiche di 194-198 °C. La portata del pozzo non superò le 7 t/h di vapore umido, in condizioni strozzate (Sommaruga, 1984).

Negli anni '80 la *Joint-Venture Ente Minerario Siciliano - Agip - Enel* ha ripreso in considerazione la possibilità di produrre energia geotermoelettrica a Vulcano; a tal fine, sono stati effettuati rilievi di esplorazione multidisciplinare e sono stati perforati due pozzi profondi, denominati "Isola di Vulcano 1" e "Vulcano Porto 1" o, più brevemente IV1 e VP1. Tali perforazioni sono localizzate rispettivamente alle pendici sud-occidentali e settentrionali dell'apparato de La Fossa (Fig. 4.2.1).

I pozzi hanno raggiunto profondità di 2050 m (IV1) e 1000 m (VP1); in entrambi sono state eseguite perforazioni direzionali fino a 1700 m (IV1) e 975 m (VP1), con deviazioni massime verso nord di 457.9 m, nell'IV1, e 281 m, nel VP1 (Gioncada e Sbrana, 1991).

Nel pozzo IV1 vennero misurate temperature inferiori a 120 °C fino a circa 1200 m, mentre a profondità maggiori venne incontrato un gradiente termico molto accentuato, fino a raggiungere temperature eccedenti il punto di fusione dello zinco (419 °C) a fondo pozzo. Nel corso della perforazione dell'IV1 si riscontrarono perdite di circolazione solamente fino a circa 600 m di profondità (Silvano, 1985). A partire da 1360 m, questo pozzo penetrò in una intrusione monzogabbroica (Faraone et al., 1986), pressochè impermeabile dal punto di vista idraulico (Silvano, 1985).

4.2.2. Vulcanologia

In base ai dati esistenti (Keller, 1980; Frazzetta et al., 1984; Frazzetta e La Volpe, 1987; De Rosa et al., 1988; De Astis et al., 1989; Gillot et al., 1990; Gioncada e Sbrana, 1991; Clocchiatti et al., 1993), l'evoluzione della attività vulcanica avvenuta nell'isola può essere schematizzata come segue (Fig. 4.2.1):

- fra 120000 e 98000 anni fa viene costruito lo stratocono di Vulcano sud, costituito da lave e piroclastiti di composizione variabile da trachibasaltica a trachandesitica; gli ultimi episodi determinano la formazione di una struttura calderica (la caldera del Piano);
- fra 97000 e 78000 anni fa vengono emesse lave leucit-tefritiche all'interno della caldera;

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- fra 78000 e 15500 anni fa ha luogo una attività piroclastica trachibasaltica; sulla localizzazione delle cui bocche eruttive non vi è unanimità di vedute fra i vari autori;
- successivamente viene costruito il complesso del Lentia, costituito prevalentemente da rioliti e subordinatamente da latiti e trachiti;
- in un momento imprecisato fra 25000 e 7300 anni fa, gran parte del Lentia, parte del Piano e forse il settore meridionale di Lipari sono implicati in uno o più collassi di notevoli proporzioni (struttura della Fossa);
- lave latitiche sottomarine e subordinate ialoclastiti riempiono buona parte di questa depressione;
- a partire da circa 6000 anni fa ha inizio l'edificazione del cono de La Fossa, costituito da depositi piroclastici e subordinatamente da lave di composizione trachitica e riolitica; l'ultima eruzione, fortemente esplosiva, ha avuto luogo nel periodo 1888-1890;
- nel 183 a.C. incomincia l'attività di Vulcanello, con l'emissione di lave e piroclastiti da leucit-latitici a trachitici.

In sintesi l'attività vulcanica può essere distinta in due fasi:

- una prima fase (120000 - 15500 anni fa) caratterizzata dall'emissione di prodotti poco evoluti, da trachibasalti a latiti,
- una seconda fase recente nel corso della quale sono stati eruttati prodotti più evoluti, da latiti a rioliti.

Le caratteristiche geochimiche di questi magmi sono determinate, in larga misura, da processi di differenziazione per cristallizzazione frazionata, che hanno avuto luogo in camere magmatiche localizzate a profondità differenti. Le camere magmatiche della seconda fase, meno profonde e più recenti, hanno certamente originato importanti anomalie termiche, tutt'ora presenti nel sottosuolo dell'isola.

4.2.3. Geochimica dei fluidi

Numerosi dati geochimici relativi alle fumarole del cratere de La Fossa, alle fumarole della Baia di Levante ed alle acque dei pozzi e delle cisterne della zona del Porto sono stati raccolti nel corso di ripetuti campionamenti eseguiti per fini di sorveglianza vulcanica.

Una serie completa di dati idrogeochimici, raccolti nel maggio del 1990 (open file dell'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica del C.N.R. di Pisa), è stata elaborata ed interpretata per lo scopo del presente progetto.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.2.3.1. Classificazione chimica delle acque

L'esame di opportune sezioni della piramide composizionale di Langelier-Ludwig (Figg. 4.2.2 e 4.2.3), permette di identificare i seguenti tipi idrogeochimici:

- tipo A: acque di composizione variabile da Cl-HCO₃-Ca-Na a HCO₃-Cl-Ca-Na e di bassa salinità ionica, attorno a 3 meq/l; questo tipo comprende le acque meteoriche immagazzinate entro le cisterne per approvvigionamento idrico.
- tipo B: acque con salinità ionica compresa fra 25 e 75 meq/l e composizione generalmente Cl-SO₄-Na; in questo tipo vengono inseriti anche due campioni caratterizzati da contenuti salini dello stesso ordine e composizione SO₄-Cl-Na e Cl-HCO₃-Na;
- tipo C: acque di composizione variabile da HCO₃-SO₄-Na a SO₄-HCO₃-Na e salinità ionica compresa fra 60 e 90 meq/l; a questo tipo idrogeochimico sono riferibili anche due campioni atipici: uno ha composizione HCO₃-Cl-Na, l'altro ha composizione SO₄-Cl-Na ed è caratterizzato da una salinità ionica di ben 160 meq/l;
- tipo D: acque di composizione SO₄-Ca e salinità ionica prossima a 100 meq/l.

4.2.3.2. Distribuzione delle specie mobili

Fra le specie mobili, il litio è particolarmente interessante in quanto conferma la suddivisione operata in base ai costituenti principali. In effetti nel diagramma di correlazione Li vs Cl (Fig. 4.2.4) si osserva che:

- le acque del tipo A sono caratterizzate da bassissimi contenuti di Li e Cl;
- le acque del tipo B presentano contenuti di litio compresi fra 0.0095 e 0.023 meq/l;
- le acque dei tipi C e D si distinguono per contenuti di litio più elevati, nell'intervallo 0.029-0.083 meq/l.

I maggiori contenuti di cloruro dei campioni 19 e 25 sono probabilmente imputabili a contaminazioni antropiche; in effetti, nel caso del 25, all'eccesso di cloruro si accompagna un eccesso pressochè equivalente di potassio.

4.2.3.3. Distribuzione della P_{CO2} e della temperatura

Prescindendo dai due campioni provenienti da cisterne, (la cui P_{CO2} è ovviamente prossima al valore atmosferico medio, log P_{CO2} = -3.5), l'esame dell'istogramma di Fig. 4.2.5 mostra che la P_{CO2} nelle acque del Porto ha una distribuzione bimodale. In effetti sono individuabili una famiglia normale, caratterizzata da P_{CO2} < 56 mbar, ed una famiglia anomala, con P_{CO2} superiori a tale soglia.

Tutti i campioni appartenenti ai tipi C e D hanno valori di P_{CO2} anomali, mentre solo 2 dei 14 campioni del tipo B presentano P_{CO2} anomale.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

La distribuzione geografica della P_{CO_2} nelle acque del Porto (Fig. 4.2.6) mostra che i campioni con P_{CO_2} anomale sono distribuite in due fasce, ad andamento NE-SW, in prossimità delle pendici nord-occidentali del cono de La Fossa.

Per esaminare la distribuzione della temperatura nelle acque del Porto è conveniente riferirsi al diagramma di correlazione T vs Li (Fig. 4.2.7), poichè il litio permette di discriminare le acque dei tipi C e D, caratterizzate da contenuti di questa variabile > 0.029 meq/l, dalle acque dei tipi A e B, che presentano contenuti di litio < 0.023 meq/l. L'esame di questo diagramma indica che tutte le acque dei tipi C e D sono termicamente anomale, presentando $29 < T < 69$ °C; a queste sono da aggiungere tre campioni termicamente anomali del tipo B, che sono localizzati immediatamente a NW della fascia occidentale anomala in P_{CO_2} .

4.2.3.4. Sintesi idrogeochimica

I dati idrogeochimici discussi nei tre paragrafi precedenti indicano che:

- le acque del tipo B sono interpretabili come il prodotto della interazione fra acque meteoriche e rocce, in condizioni di T, P_{CO_2} normali, ossia similari a quelle generalmente incontrate entro acquiferi poco profondi;
- le acque dei tipi C e D sono originate da processi di interazione fra acque meteoriche e rocce in condizioni di T, P_{CO_2} anomale, causate dall'ingresso di fluidi contenenti gas acidi entro acquiferi poco profondi; l'apporto di gas acidi determina in effetti una maggiore aggressività delle acque nei confronti delle rocce, che si riflette nella salinità ionica e nel contenuto di litio più elevati.

Alla luce del contesto geologico della zona e dello stato di attività in cui si trova attualmente l'apparato de La Fossa, non è escluso che tali fluidi siano di provenienza magmatica piuttosto che geotermica.

4.2.3.5. Geochimica dei gas fumarolici

Come già accennato precedentemente, sia le fumarole del cratere de La Fossa, sia quelle della Baia di Levante sono stati e sono tuttora oggetto di attenzione per fini di sorveglianza vulcanica.

La temperatura delle fumarole crateriche ha subito importanti variazioni nel corso di questo secolo, raggiungendo un massimo relativo di 615 °C nel 1924 (De Fiore, 1924) ed un massimo assoluto di circa 690 °C nel 1992. I fluidi emessi da queste fumarole hanno caratteristiche tipicamente vulcaniche, essendo ricchi di gas acidi quali SO_2 , H_2S , HCl e HF. Come riconosciuto da Cioni e D'Amore (1984), questi fluidi sono miscele fra:

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- un componente profondo, legato alla presenza di un corpo magmatico in degassamento;
- un componente più superficiale, prodotto dalla evaporazione delle salamoie che si infiltrano localmente entro i condotti fumarolici; le reazioni ad elevatissima temperatura fra questi vapori, i sali depositati dalle salamoie e le rocce silicatiche sono in larga misura responsabili della formazione di SO₂, H₂S, HCl e HF (Chiodini et al., 1993).

Le fumarole della Baia di Levante, invece, hanno mantenuto costantemente una temperatura di circa 100 °C in questo secolo. Esse sono alimentate dai vapori separati per ebollizione dall'acquifero geotermico sottostante (Cioni e D'Amore, 1984), che venne raggiunto dal pozzo geotermico VU 2 bis, come già osservato più sopra. In effetti, le condizioni termodinamiche della zona dove i gas si equilibrano (mediamente circa 200 °C, Chiodini e Cioni, 1989) sono confrontabili con le condizioni di P,T incontrate nel livello produttivo più profondo del pozzo VU 2 bis.

Tuttavia, le condizioni termodinamiche in questo acquifero hanno subito significative variazioni temporali, che sono in fase con le variazioni registrate alle fumarole crateriche: in particolare, agli aumenti del contributo del componente profondo nelle fumarole crateriche corrispondono fenomeni di pressurizzazione entro questo acquifero geotermico. Pertanto, è verosimile che l'apporto di fluidi magmatici profondi sia responsabile di questi fenomeni (Chiodini et al., 1992).

4.2.3.6. Modello geochimico-geotermico concettuale

Nel sottosuolo di Vulcano Porto è presente un acquifero geotermico la cui temperatura è di almeno 200 °C, come evidenziato sia dalle misure eseguite nel pozzo VU 2 bis, sia dalle caratteristiche composizionali dei fluidi scaricati dalle fumarole della Baia di Levante. La temperatura di questo serbatoio raggiunge i 250 °C, come indicato dalla presenza di una paragenesi idrotermale propilitica nella parte più profonda del pozzo VP1 (Gioncada e Sbrana, 1991). Questo acquifero si estende dalle manifestazioni fumaroliche della Baia di Levante verso SW per circa 1.2 km e la sua larghezza è mediamente di circa 350 m (Fig. 4.2.6).

I vapori separati da questo acquifero geotermico si scaricano alla superficie lungo la spiaggia della Baia di Levante, mentre più a SW entrano negli acquiferi poco profondi ivi presenti, riscaldandoli e causando profonde modifiche nelle caratteristiche composizionali delle acque.

L'acquifero geotermico di Vulcano Porto è alimentato non solo da acque meteoriche, ma anche da fluidi profondi magmatici.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.2.4. Valutazione delle riserve geotermiche

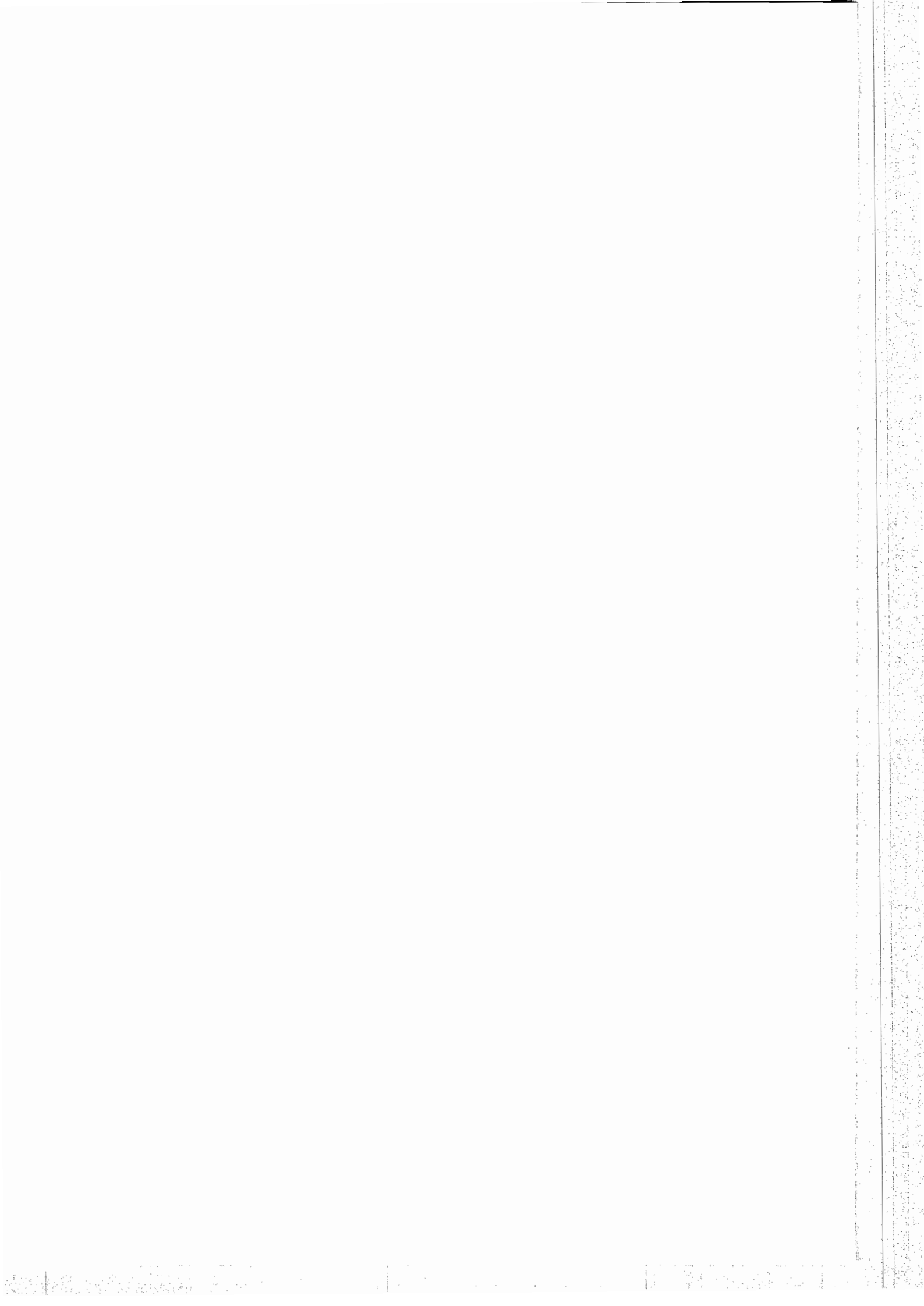
Il volume totale (roccia+acqua) dell'acquifero geotermico di Vulcano Porto è valutabile in circa 1.2 km³, considerando l'estensione areale riportata nel paragrafo precedente (1.2 x 0.35 km²) ed assumendo che il tetto di questo serbatoio sia ovunque attorno ai 250 m di profondità, come provato dal pozzo VU 2 bis.

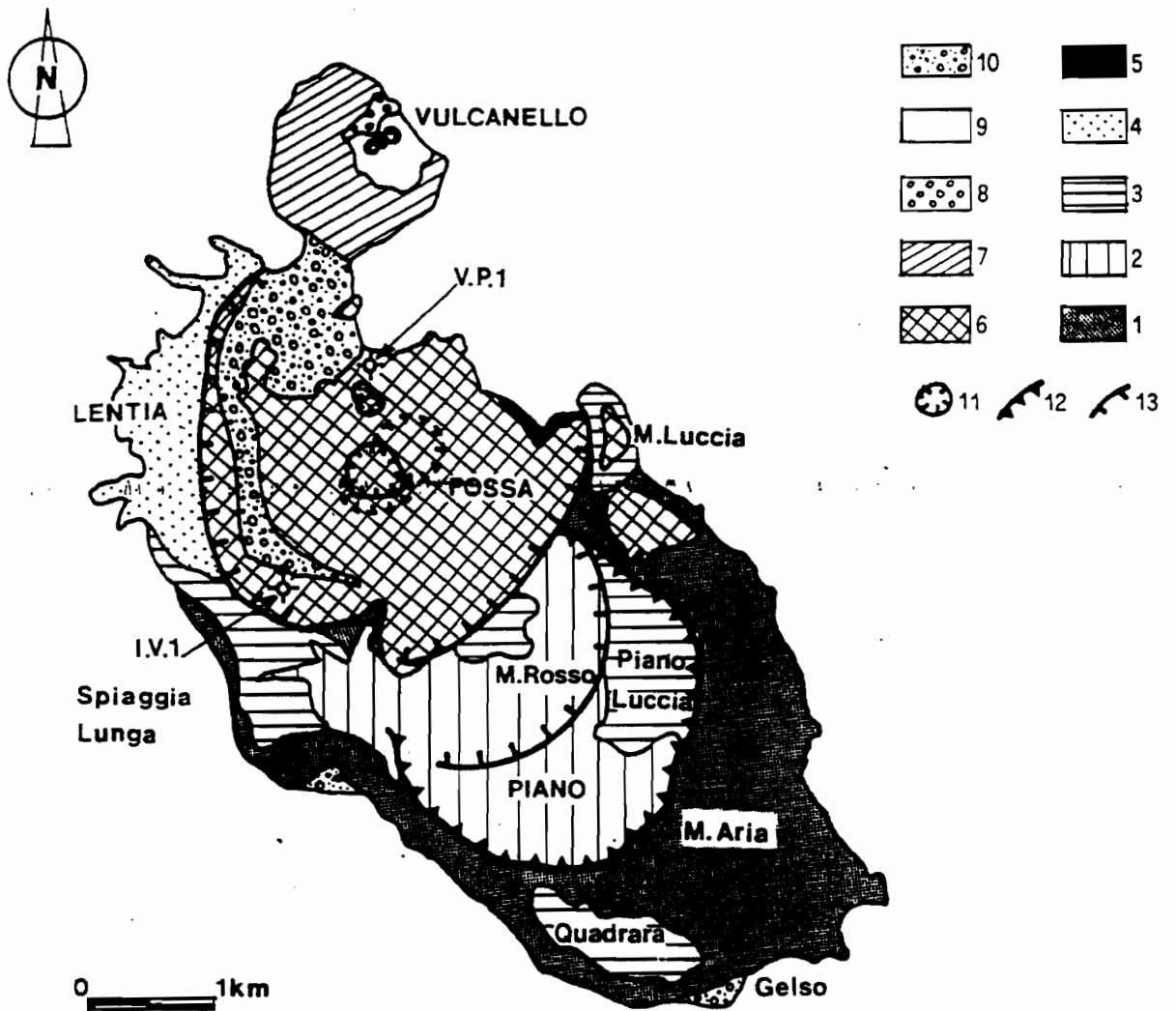
L'elevato spessore di questo serbatoio (2.75 km) è in accordo con le evidenze geologiche. In effetti, corpi simili alla intrusione monzogabbroica incontrata dal pozzo IV1 non sono presenti nel sottosuolo della parte settentrionale dell'isola, dove esiste invece una spessa sequenza prevalentemente lavica, potenzialmente permeabile per fratturazione (Gioncada e Sbrana, 1991).

La portata estraibile è valutabile in circa 45-50 t/h, nell'ipotesi di un sistema a liquido dominante con permeabilità simile a quella dei campi geotermici esplorati.

Considerando la temperatura (200-250 °C) e la modesta profondità, il serbatoio geotermico di Vulcano Porto si colloca fra le riserve geotermiche di categoria A. Tuttavia lo sfruttamento di questo sistema geotermico è complicato dai seguenti fattori:

- l'acquifero è già stato pressurizzato per apporto di fluidi magmatici, senza che venissero raggiunte le condizioni per il verificarsi di esplosioni freatiche; è possibili che tali condizioni siano raggiunte in futuro;
- l'area di Vulcano Porto corre un serio rischio di essere devastata da nubi di surge, nel caso si verifichi l'evento vulcanico atteso di massima pericolosità (Frazzetta e La Volpe, 1991).





- 1 – South Vulcano lavas and pyroclastics (trachybasalts and trachyandesites);
- 2 – Piano caldera filling deposits. (tephrites and trachybasalts);
- 3 – Welded scoriae blankets (trachybasalts);
- 4 – Lentia complex lavas and pyroclastics (rhyolites-latites);
- 5 – Punta Roia lavas (Lc-latites);
- 6 – Fossa cone pyroclastics and lavas (trachytes and rhyolites);
- 7 – Vulcanello lava platform (Lc-latites);
- 8 – Roveto lavas (trachytes);
- 9 – Vulcanello cones pyroclastics (Lc-latites and trachytes);
- 10 – Alluvium and beach deposits.

Fig. 4.2.1. Mappa geologica schematica dell'Isola di Vulcano (da Gioncada e Sbrana, 1991).

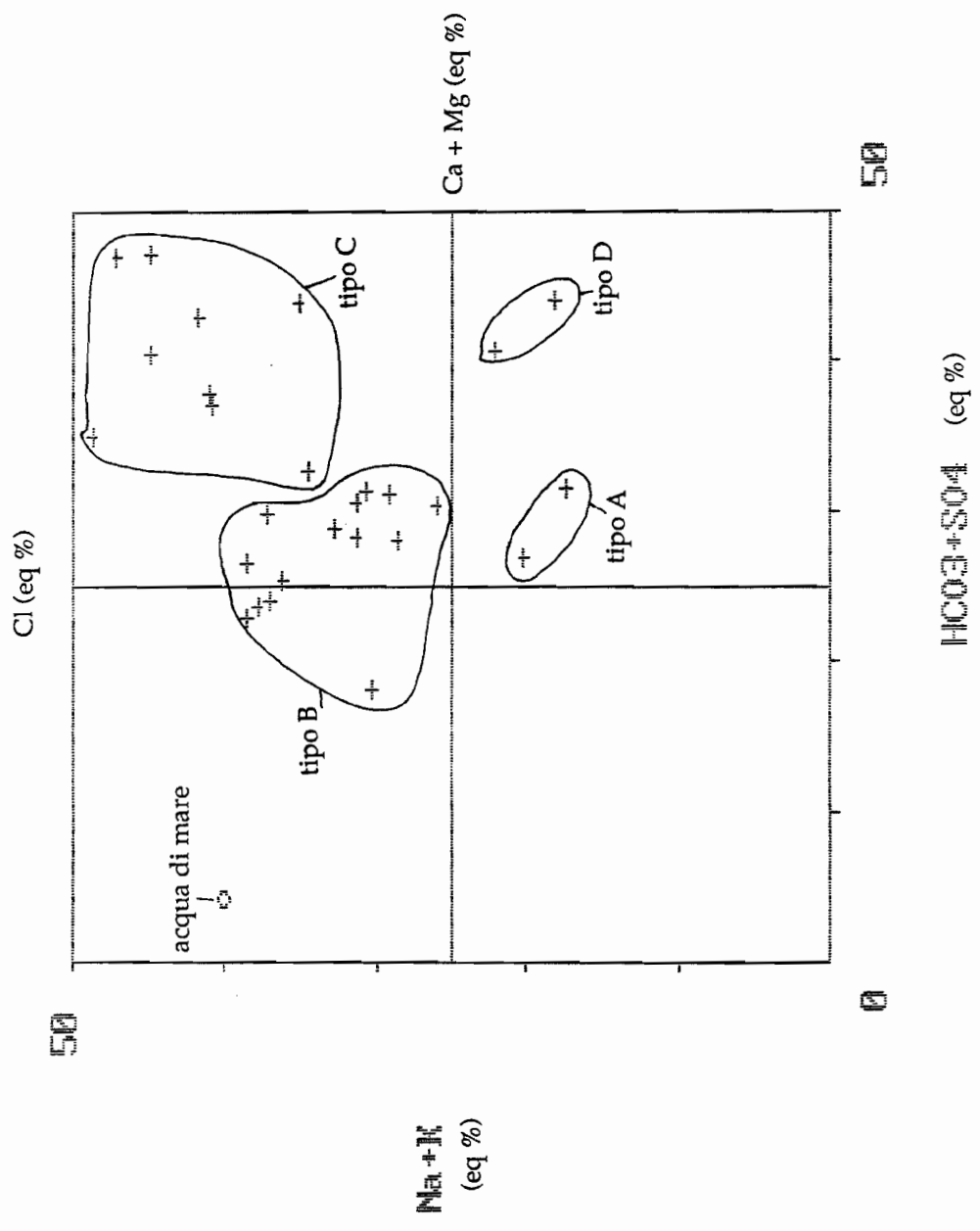


Fig. 4.2.2. Diagramma di Langelier-Ludwig per le acque di Vulcano Porto

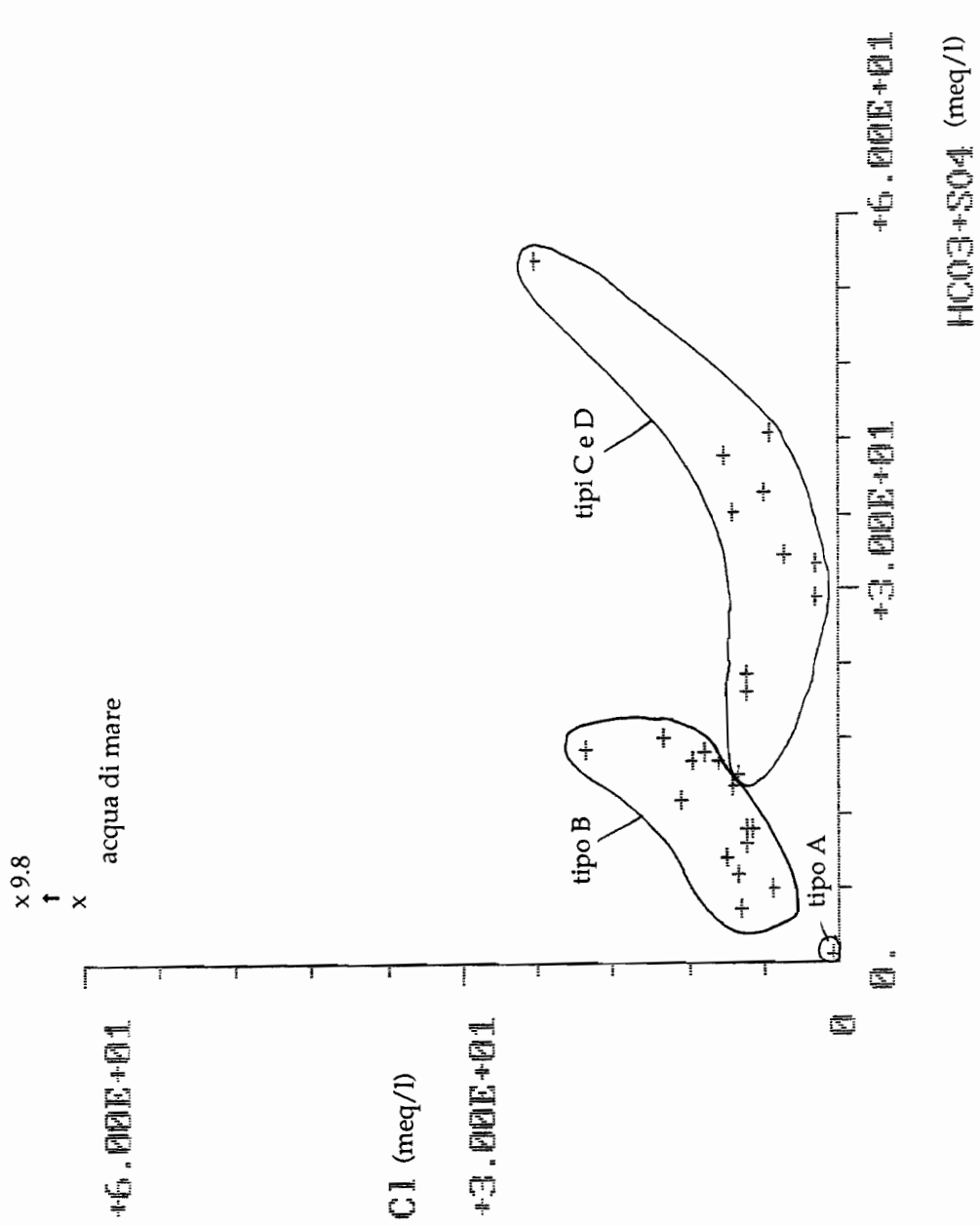


Fig. 4.2.3. Diagramma di correlazione Cl vs HCO₃ + SO₄ per le acque di Vulcano Porto; questo grafico è equivalente ad una qualunque sezione (della piramide composizionale di Langelier-Ludwig) con traccia parallela all'asse delle ascisse nel diagramma di Fig. 4.2.2.

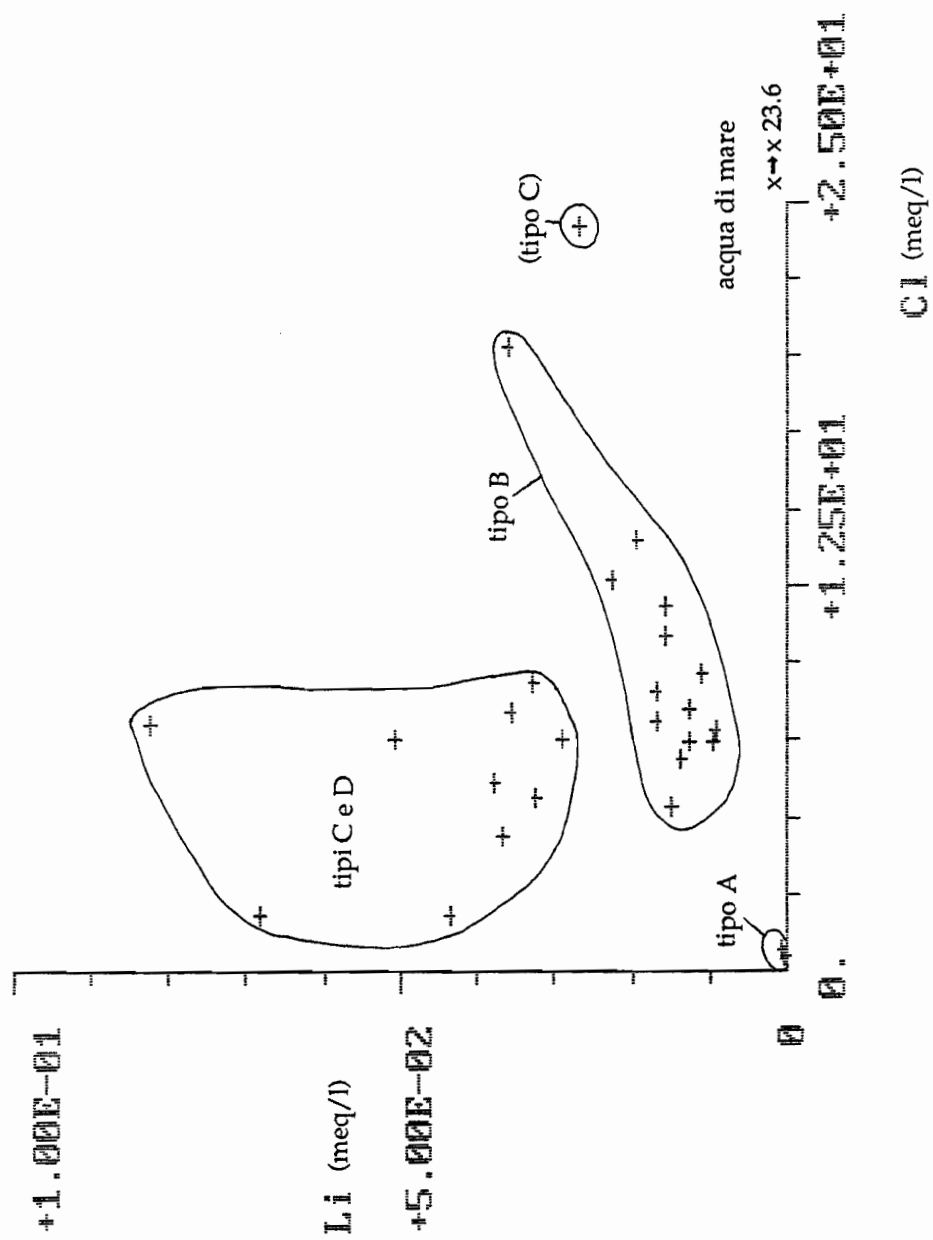


Fig. 4.2.4. Diagramma di correlazione Li vs Cl per le acque di Vulcano Porto.

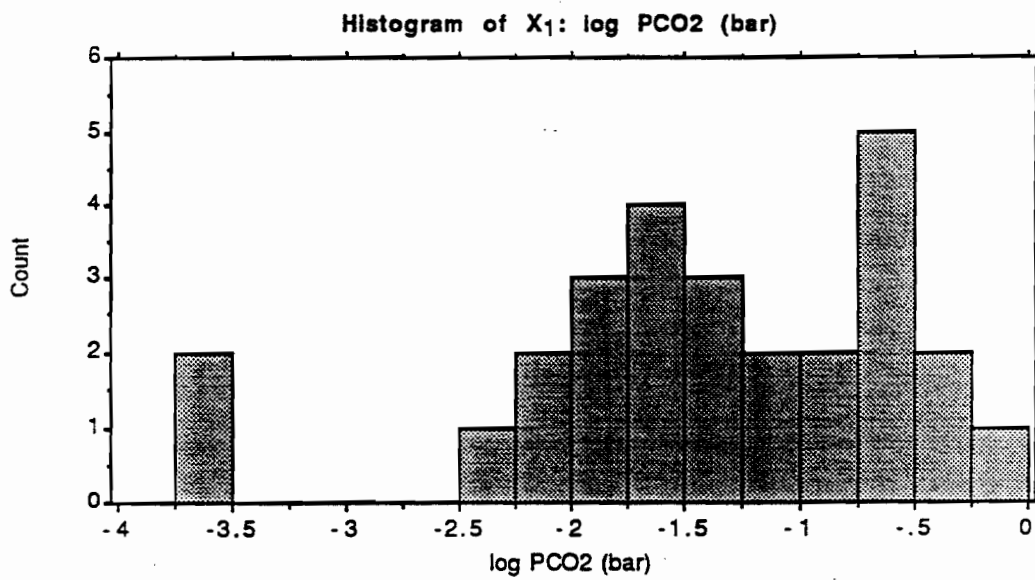


Fig. 4.2.5. Distribuzione di frequenza della PCO₂ nelle acque di Vulcano Porto.

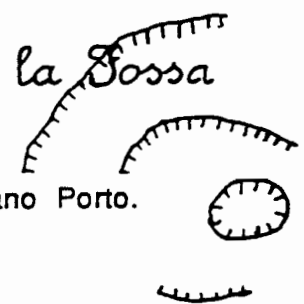
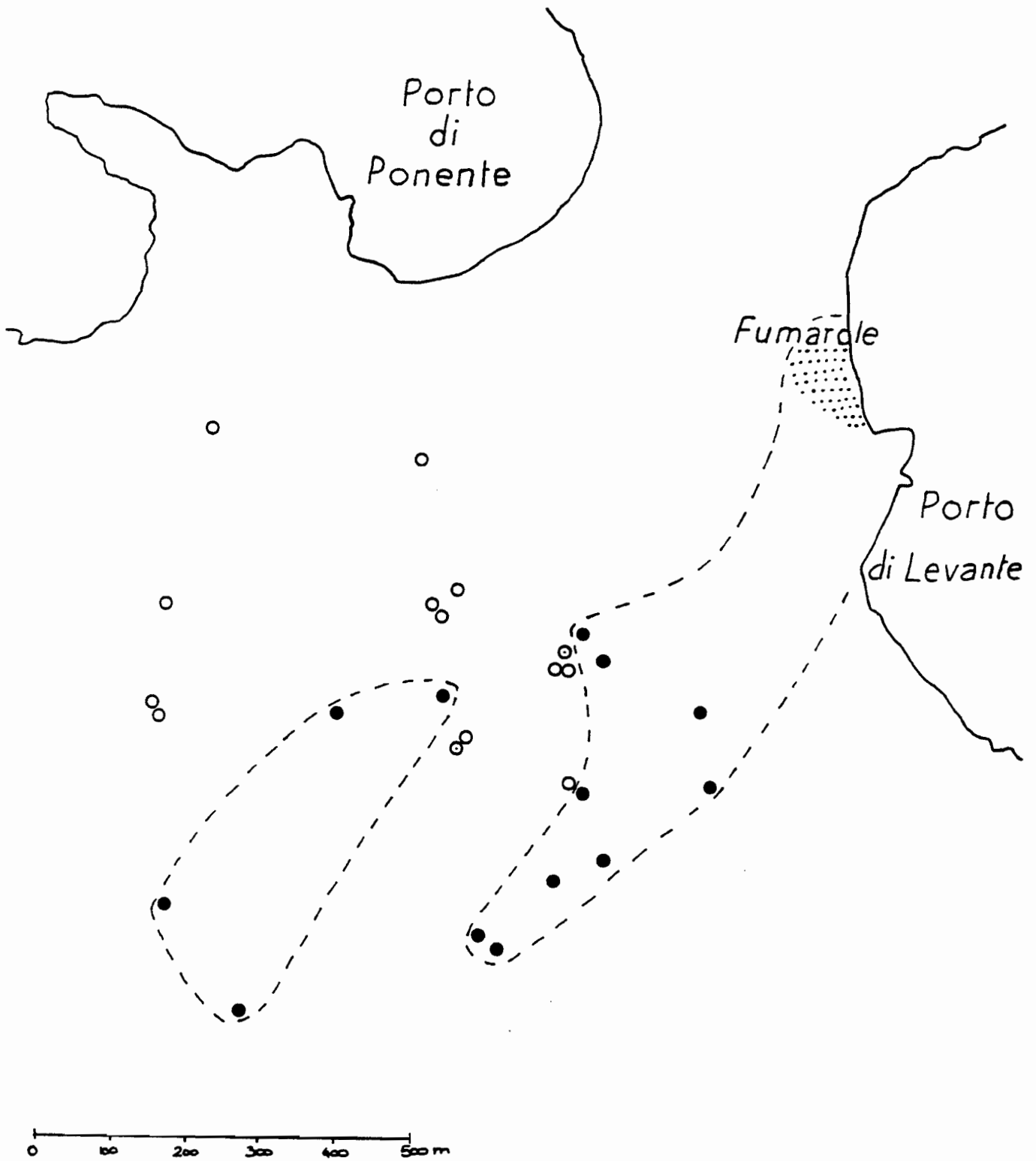


Fig. 4.2.6. Distribuzione geografica della P_{CO_2} nelle acque di Vulcano Porto.
 Spiegazione dei simboli:
 - cerchi neri: $P_{CO_2} > 56$ mbar;
 - cerchi bianchi: $P_{CO_2} < 56$ mbar.

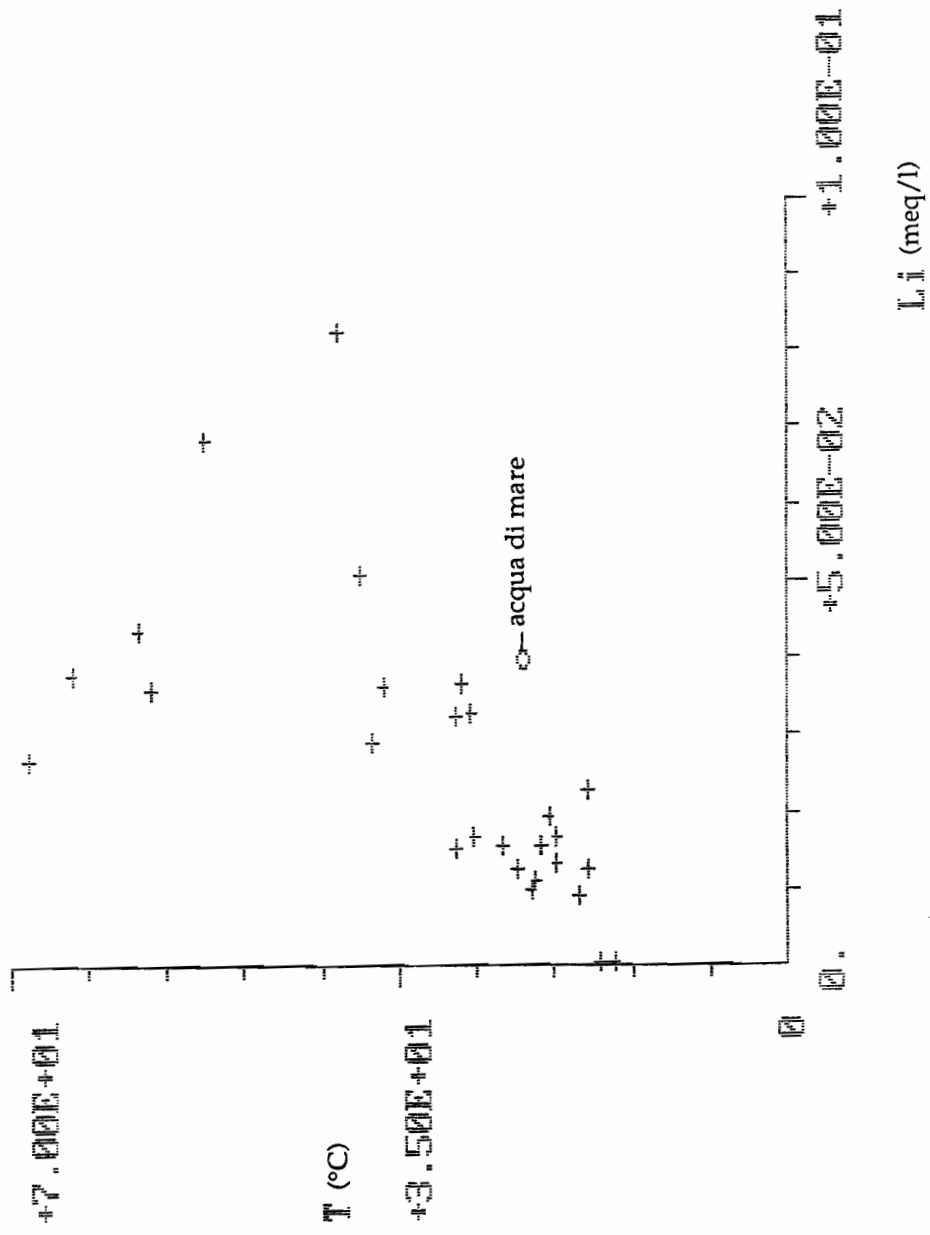


Fig. 4.2.7. Diagramma di correlazione temperatura vs Li per le acque di Vulcano Porto

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.3. PANTELLERIA

4.3.1. Attività geotermiche effettuate a Pantelleria

Il promettente quadro geo-vulcanologico di Pantelleria è noto da tempo. Nel 1968 l'allora Centro Studi Geotermici del CNR (ora IIRG) aveva perforato 4 pozzi della profondità inferiore a 150 m, ubicati in prossimità di manifestazioni termali, incontrando in uno di essi (Bagno dell'Acqua) acqua a 62 °C con portata di 360 t/h (Barbier, 1969).

Negli ultimi anni l'isola è stato oggetto di esplorazione di superficie e di profondità da parte di Ente Minerario Siciliano e CESEN. La sintesi geotermica presentata di seguito è largamente basata sui dati raccolti nel corso del progetto geotermico EMS-CESEN, denominato "Valoren-Pantelleria". Nell'ambito di tale progetto, fra l'altro, sono stati perforati:

- quattro pozzi termometrici, denominati PT-1, PT-2, PT-3 e PT-4, la profondità dei quali è compresa fra 200 e 300 m,

- due pozzi profondi, chiamati PPT1 e PPT2.

Il pozzo PPT1, localizzato alle pendici meridionali di Monte Gibele, è penetrato, da 715 m a fondo pozzo (1100 m), in un corpo subvulcanico trachitico peralcalino scarsamente alterato. La temperatura estrapolata a fondo pozzo è di 286 °C.

Il pozzo PPT2, ubicato alle pendici nord-occidentali di Monte Gelfiser, ha trovato una situazione termica meno interessante.

4.3.2. Vulcanologia

Pantelleria è cresciuta entro una *rift* continentale sommerso e l'isola è allungata in direzione NW-SE, ossia parallelamente all'asse di tale *rift*. A Pantelleria affiorano esclusivamente lave e depositi piroclastici di pantelleriti, trachiti e basalti alcalini, elencati in ordine di abbondanza decrescente.

Nel periodo compreso fra 320000 e 50000 anni fa si sono verificate almeno sei importanti eruzioni esplosive che possono avere determinato collassi calderici. Una caldera, denominata La Vecchia e formatasi attorno a 93000 anni fa, è stata identificata da Mahood and Hildreth (1983), vedi Fig. 4.3.1.

Circa 50000-55000 anni fa avvenne una importante eruzione piroclastica i cui depositi, il cosiddetto tufo verde (composizionalmente variabile da pantellerite alla base a trachite al tetto), ammantarono tutta l'isola. Contemporaneamente all'eruzione o poco dopo si verificò un collasso calderico, del diametro di circa 6 km, chiamato Cinque Denti (Mahood and Hildreth, 1983) o Monastero (Civetta et al., 1984).

Dopo un periodo di quiescenza, si formò, circa 35000 anni fa, il complesso vulcanico di Montagna Grande, la parte

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

nord-occidentale del quale venne poi sollevata di circa 300 m nel corso dei successivi 20000 anni (Civetta et al., 1984).

Il settore nord-occidentale dell'isola venne poi interessato (Civetta et al., 1984):

- da attività basaltica fessurale, attorno ai 30000 anni fa,
- dalla messa in posto del duomo pantelleritico di Gelkamar, attorno ai 22000 anni fa.

Circa 16000 anni fa avvenne l'eruzione dei lower *pantelleritic lava flows and domes*, prevalentemente da bocche localizzate lungo il bordo della caldera Monastero (Civetta et al., 1984).

L'attività vulcanica avvenuta negli ultimi 10000 anni è stata fortemente condizionata dall'attivazione di strutture vulcano-tettoniche legate al sollevamento di Montagna Grande, è stata di tipo prevalentemente esplosivo, e sono stati eruttati più frequentemente prodotti pantelleritici e trachitici.

Come riconosciuto nel rapporto del progetto geotermico "Valoren-Pantelleria EMS-CESEN", i dati disponibili evidenziano l'esistenza, nel sottosuolo della parte centrale dell'isola, di una camera magmatica poco profonda (3-4 km), occupata da magmi pantelleritici nelle porzioni superiori e da magmi trachitici nelle parti inferiori; questa camera è stata attiva almeno fino a 4000 anni fa ed il suo volume è stimabile in almeno 3-4 km³.

Questa camera magmatica è verosimilmente l'ultima di una serie di strutture di questo tipo, all'interno delle quali è avvenuta la residenza, per lunghi tempi, di magmi che si sono differenziati per cristallizzazione frazionata fino a produrre notevoli volumi di pantelleriti. Ciò garantisce l'esistenza di una importante anomalia termica nel sottosuolo dell'isola, peraltro confermata dalle misure di temperatura effettuate nel pozzo PPT1.

4.3.3. Gravimetria

L'interpretazione gravimetrica eseguita nell'ambito del progetto geotermico "Valoren-Pantelleria EMS-CESEN" (Fig. 4.3.2) porta ad identificare una serie di corpi ad alta densità lungo il bordo interno della caldera La Vecchia. Alla luce del risultato del pozzo PPT1, le cause di queste anomalie positive sembrano essere corpi subvulcanici similari a quello incontrato in questo pozzo, o gli accumuli di materiali di maggiore densità presumibilmente presenti sotto a tali corpi.

Fra le anomalie negative spicca quella di Montagna Grande, che potrebbe essere collegata, alternativamente:

- al sollevamento delle formazioni più antiche, che dovrebbero avere densità minore di quelle più recenti,
- alla presenza di un intrusivo acido che potrebbe essere la causa del sollevamento dell'edificio.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.3.4. Geochimica dei fluidi

Le acque termali dell'isola di Pantelleria sono state oggetto di investigazioni geochimiche da parte di Barbier et al. (1969) e Dongarrà et al. (1983). Nel corso del progetto geotermico "Valoren-Pantelleria EMS-CESEN" sono stati raccolti numerosi dati chimici ed isotopici relativi sia alle acque termali e fredde dell'isola, sia alle manifestazioni gassose.

Nei seguenti paragrafi sono stati considerati solamente i dati idrogeochimici raccolti da EMS-CESEN nel marzo 1991, poichè costituiscono la serie più completa di dati di questo tipo, e quelli relativi ai pozzi termometrici, raccolti nel giugno 1992.

4.3.4.1. Classificazione chimica delle acque

Esaminando opportune sezioni della piramide composizionale di Langelier-Ludwig (Figg. 4.3.3 e 4.3.4), si osserva che la maggior parte delle acque dell'isola ha composizione Cl-Na e salinità ionica estremamente variabile, essendo compresa fra 15 e 1000 meq/l, comunque inferiore a quella dell'acqua di mare (1100-1300 meq/l). Solamente tre campioni hanno il bicarbonato come anione prevalente:

- due (cisterna Favara e Tomba Fenicia) hanno composizione $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$, bassa salinità ionica (3 e 7 meq/l) e provengono dall'interno dell'isola;
- uno è rappresentativo del pozzo termometrico PT-2, ha composizione $\text{HCO}_3\text{-Na}$ e salinità ionica di 50 meq/l.

Anche se le differenze composizionali all'interno del tipo Cl-Na sono relativamente limitate, esse sono di estremo interesse. In effetti, in Fig. 4.3.3, si può osservare che alcuni campioni (per esempio, pozzi termometrici PT-3, PT-1 e PT-4, Nicà e Grotta Nicà), caratterizzati da contenuti percentuali di Ca e Mg prossimi a 0, sono verosimilmente rappresentativi di acque geotermiche. L'acqua di mare si localizza ben distante da queste, essendo caratterizzata da contenuti percentuali di Ca+Mg maggiori e di $\text{HCO}_3\text{+SO}_4$ minori. Le caratteristiche degli altri campioni sono verosimilmente controllate dai seguenti processi:

- miscelamenti binari e ternario fra acque meteoriche, acqua di mare e acqua geotermica, fra i quali è ben evidente, nel diagramma quadrangolare di Langelier-Ludwig (Fig. 4.3.3), lo spostamento verso il vertice del $\text{HCO}_3\text{-(SO}_4\text{)}$ di Ca-(Mg) determinato dall'aggiunta di acque meteoriche;
- aggiunta di CO_2 e lisciviazione delle rocce che determina un aumento del contenuto percentuale di HCO_3 ; questo processo ha raggiunto proporzioni estreme nel caso del campione PT-2.

La precipitazione di calcite o aragonite, ed il conseguente allontanamento dal vertice del HCO_3 di Ca, ha certamente avuto luogo nel caso del Lago Bagno dell'Acqua (o Specchio di Venere), come riconosciuto da Dongarrà et al. (1983), ma

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

ha probabilmente una importanza minore o del tutto trascurabile per le altre acque dell'isola.

4.3.4.2. Distribuzione delle specie mobili

Fra le specie mobili, quelle di maggiore interesse in questo caso specifico sono il litio ed il cloruro, a causa del contrasto fra (Fig. 4.3.5):

- l'acqua geotermica, rappresentata dal campione del pozzo PT-3, e caratterizzata da alto Li (circa 0.2 meq/l) e Cl intermedio (circa 120 meq/l);
- l'acqua di mare, che ha basso Li (circa 0.02-0.04 meq/l) ed alto Cl (circa 550-600 meq/l);
- le acque meteoriche caratterizzate da bassissimi Li e Cl.

Bisogna inoltre sottolineare il fatto che la interazione acqua-roccia in acque aggressive per apporto di P_{CO_2} non causa una rilevante estrazione di Li dalle rocce; in effetti il contenuto di Li dell'acqua del pozzo PT-2 (che può essere considerata come il prodotto di un fenomeno di questo tipo, come già visto) è di 0.024 meq/l solamente.

L'esame del diagramma di correlazione Li vs Cl (Fig. 4.3.5) conferma il verificarsi di fenomeni di miscelamento binario acqua geotermica-acqua di mare e acqua geotermica-acque meteoriche e di miscelamento ternario acqua geotermica-acque meteoriche-acqua di mare. Solamente il punto rappresentativo del lago Bagno dell'Acqua si localizza al di fuori del triangolo composizionale definito da acqua geotermica, acque meteoriche ed acqua di mare, a causa della concentrazione per evaporazione che ha determinato un allontanamento del punto dall'origine degli assi; in origine l'acqua di questo lago poteva essere molto simile a quella della Buvira Rizzo o del Pozzo Policardo, localizzati in prossimità dello specchio d'acqua.

Le miscele più ricche della componente geotermica (Nicà, Grotta Nicà, pozzo PT-4, Buvira Rizzo, Pozzo Policardo, Gadir 1°, Sataria, Pozzo Aeroporto, Circolo Velico, Gadir, Buvira Gadir, pozzo Gadir e pozzo PT-1) si localizzano tutt'attorno alla caldera La Vecchia, mentre le miscele più povere di questa componente sono ubicate per lo più nel settore nord-occidentale dell'isola (Fig. 4.3.6). Partendo dal presupposto semplice ma ragionevole secondo il quale, più l'acqua geotermica si allontana dal luogo di provenienza, più ha modo di miscelarsi con acque di altro tipo (principalmente con acque meteoriche), la distribuzione geografica delle miscele più o meno ricche dell'acqua geotermica suggerisce che essa proviene da un serbatoio localizzato nel sottosuolo della caldera La Vecchia o della caldera Monastero.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.3.4.3. Geotermometria idrogeochimica

Le seguenti stime geotermometriche sono state ottenute per il campione più rappresentativo della componente geotermica (pozzo PT-3):

- $T_{Na/K}$ di 208 °C, in base al geotermometro Na/K (Fournier, 1979);
- T_{quarzo} di 162 °C, facendo riferimento alla solubilità del quarzo (Fournier and Potter, 1982);
- $T_{K^2/Mg}$ di 150 °C, considerando il geotermometro K^2/Mg (Giggenbach, 1988).

Il fatto che il geotermometro K^2/Mg e la solubilità del quarzo forniscano stime confrontabili e decisamente inferiori alla $T_{Na/K}$ suggerisce che l'acqua del pozzo PT-3 provenga da un serbatoio secondario la cui temperatura è di 150-160 °C, alimentato da un serbatoio principale la cui temperatura è di almeno 210 °C.

E' interessante rimarcare il fatto che la temperatura del serbatoio secondario cade all'interno dell'intervallo termico (130-170 °C) stimato da Dongarrà et al. (1983) applicando tecniche geotermometriche alle sorgenti termali dell'isola.

4.3.4.4. Distribuzione della P_{CO_2} e della temperatura

Tralasciando due campioni poco significativi perchè prossimi alla condizione di equilibrio con l'atmosfera ($\log P_{CO_2, \text{atmosfera}} = -3.5$), l'istogramma di Fig. 4.3.7 mostra che la P_{CO_2} nelle acque di Pantelleria ha una distribuzione bimodale. Sono infatti distinguibili una famiglia normale, caratterizzata da $P_{CO_2} < 100$ mbar, ed una famiglia anomala, con P_{CO_2} superiori a 250 mbar. Quest'ultima è costituita da alcuni delle miscele ricche della componente geotermica, più precisamente: Nicà, Grotta Nicà, Buvira Rizzo, Gadir 1°, Sataria, Pozzo Aeroporto, Gadir, e pozzo PT-1. Bisogna rilevare che il pozzo PT-3 ha sicuramente perso CO_2 per ebollizione, fenomeno che probabilmente spiega la minore P_{CO_2} delle altre miscele ricche della componente geotermica.

Prendendo in esame il diagramma di correlazione fra temperatura e litio (Fig. 4.3.8) si osserva che la termalità delle acque calde presenti nell'isola è spiegata dal miscelamento, prossimo ad un modello iso-entalpico, con acqua geotermica raffreddatasi a poco meno di 100 °C.

Pertanto la distribuzione sia della P_{CO_2} sia della temperatura indicano che nelle acque di Pantelleria non vi è nessuna evidenza né di ingresso di vapore e/o gas provenienti da serbatoi geotermici sottostanti, né di riscaldamento per conduzione. Ciò porta a restringere la localizzazione del serbatoio geotermico all'interno dell'area delimitata dalle acque campionate.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.3.4.5. Geochimica dei gas fumarolici

Un considerevole numero di emissioni di vapore ed alcune fumarole vere e proprie si incontrano nel centro dell'isola, più precisamente nella zona di Montagna Grande - Monte Gibele - Favare (Fig. 4.3.6). La composizione di questi gas varia fra:

- un tipo costituito prevalentemente da CO₂ ed
- un tipo dominato da N₂ ed O₂, il cui rapporto non è molto differente da quello dell'aria (pari a 3.73); in questo secondo tipo la CO₂ costituisce gran parte del resto delle miscele.

E' quindi ragionevole pensare che tutte queste manifestazioni siano alimentate più o meno direttamente da vapore geotermico tipicamente accompagnato da CO₂.

In tutte queste miscele l'H₂S è presente in quantità non misurabili, tranne che al Passo del Vento, dove il contenuto di H₂S è comunque dello 0.0313 % vol solamente. Nei gas ricchi di CO₂ scaricati dal pozzo PT-3, invece, il contenuto di H₂S è decisamente superiore, raggiungendo il 4.1 % vol. I bassi contenuti di H₂S delle manifestazioni naturali suggeriscono pertanto una forte interazione di questi gas con ambienti superficiali che li ha resi inadatti alla applicazione di tecniche geotermometriche.

Restringendo l'attenzione al campione del pozzo PT-3 e assumendo che i gas siano rappresentativi della condizione di equilibrio presumibilmente raggiunta nel serbatoio profondo da cui provengono, la temperatura di questo serbatoio è valutabile in 240 °C, ammettendo che in esso sia presente un monofase liquido.

4.3.4.6. Modello geochimico-geotermico concettuale

Nel loro insieme, i dati disponibili confermano la presenza, nel sottosuolo dell'isola di Pantelleria e più precisamente all'interno della caldera Monastero (o Cinque Denti), di un serbatoio geotermico principale, della temperatura di circa 240 °C, entro il quale è ospitato un monofase liquido, il cui contenuto di cloruro è poco superiore ai 4000 mg/kg.

Questo liquido geotermico si scarica alla superficie in vari punti prossimi alla costa dell'isola (Fig. 4.3.6), dopo essersi raffreddato e ri-equilibrato chimicamente entro uno o più serbatoi secondari (la cui temperatura è ≤ 160 °C) e dopo essersi miscelato con acque meteoriche (preferenzialmente) e/o con acqua di mare. Fenomeni di ebollizione avvengono alla sommità del serbatoio principale, o di un serbatoio secondario situato grosso modo sulla sua verticale, ed i vapori separati alimentano le emissioni di vapore e le fumarole localizzate nella zona di Montagna Grande - Monte Gibele - Favare (Fig. 4.3.6).

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

4.3.5. Valutazione delle riserve geotermiche

Per l'elevata temperatura (circa 240 °C) e la modesta profondità il serbatoio geotermico di Pantelleria è classificabile come riserva geotermica di categoria A. Mentre è relativamente semplice valutare l'estensione areale (ed il volume) del serbatoio geotermico principale presente nel sottosuolo dell'isola, la stima della portata di fluido estraibile è pochissimo affidabile. In effetti, ammettendo che l'estensione areale delle manifestazioni a vapore coincida con quella del serbatoio geotermico principale, l'area sottesa da quest'ultimo è stimabile in circa 6.3 km². Considerando che il tetto del serbatoio si localizzi attorno ai 450 m di profondità (profondità del tetto della zona propilitica nel pozzo PPT1), il suo spessore è valutabile in circa 2.55 km. Ne consegue un volume totale (roccia+acqua) di circa 16 km³. Pertanto si può calcolare una portata estraibile di circa 640 t/h, nell'ipotesi di un sistema a liquido dominante con permeabilità simile a quella dei campi geotermici esplorati in Italia.

Bisogna tuttavia sottolineare che il serbatoio geotermico di Pantelleria è ospitato entro uno o più corpi intrusivi, come indicato dai risultati del pozzo PPT1 e dai dati gravimetrici; questi corpi, per analogia con quanto osservato altrove (per esempio Zunil, Guatemala) sono generalmente permeabili unicamente lungo fratture a sviluppo prevalentemente verticale. E' pertanto molto improbabile che il serbatoio geotermico di Pantelleria abbia permeabilità confrontabile con quella dei campi geotermici esplorati in Italia, fatto che rende molto aleatoria la stima della portata estraibile.

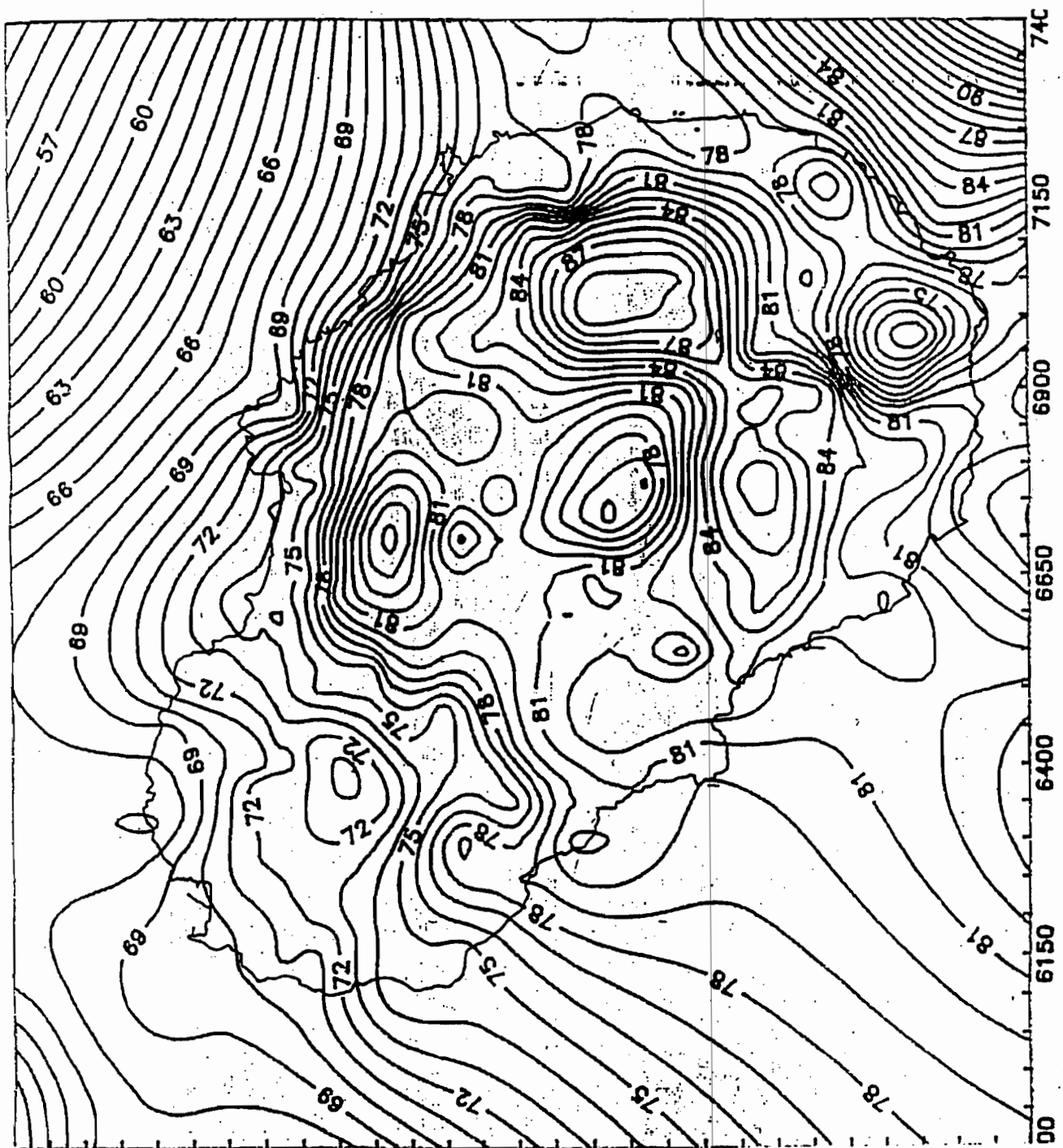


Fig. 4.3.2. Carta delle anomalie di Bouger, densità 2.5 g/cm³, elaborata nell'ambito del progetto geotermico "Valoren-Pantelleria EMS-CESEN".

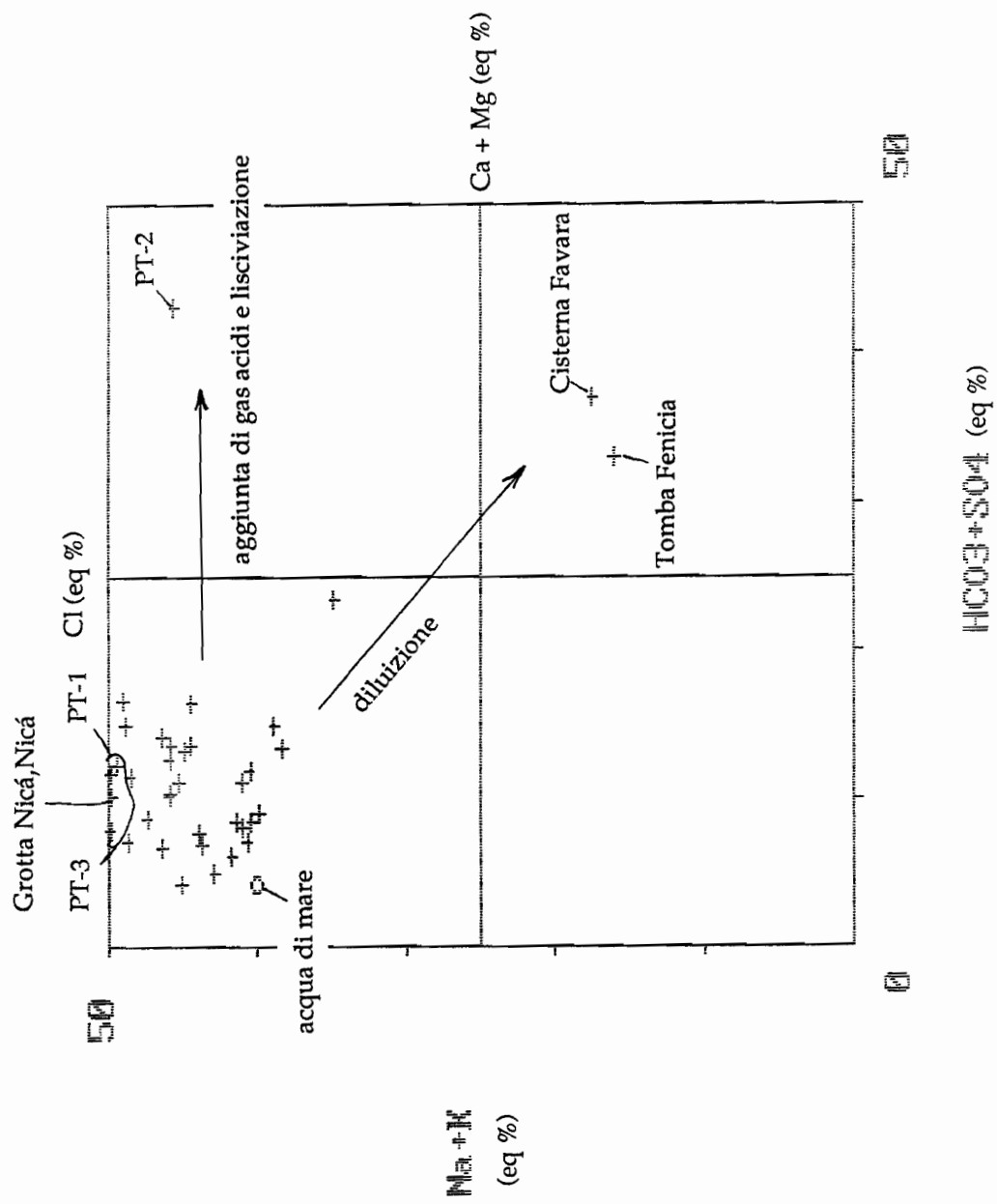


Fig. 4.3.3. Diagramma di Langelier-Ludwig per le acque di Pantelleria.

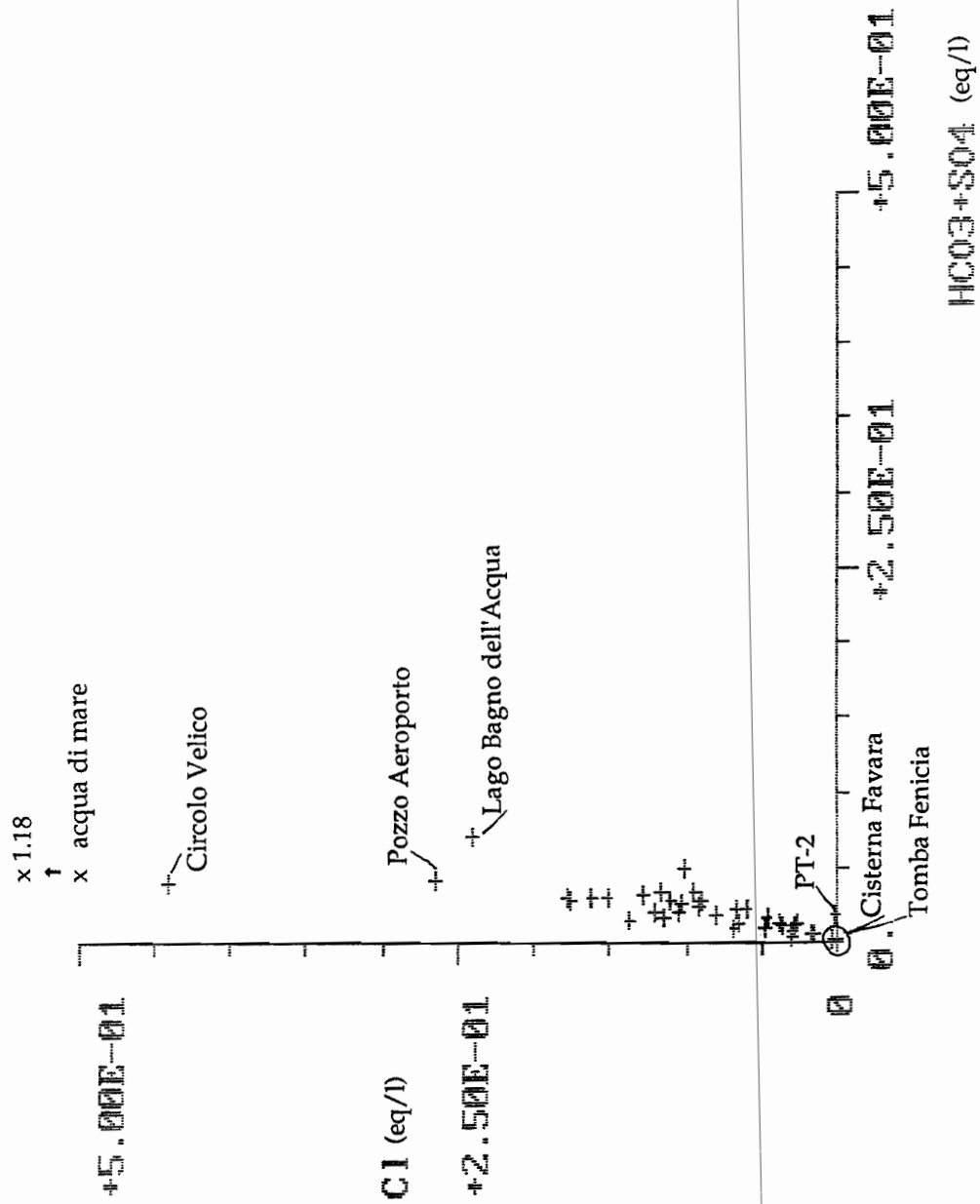


Fig. 4.3.4. Diagramma di correlazione Cl vs HCO₃ + SO₄ per le acque di Pantelleria; questo grafico è equivalente ad una qualunque sezione (della piramide composizionale di Langelier-Ludwig) con traccia parallela all'asse delle ascisse nel diagramma di Fig. 4.3.3.

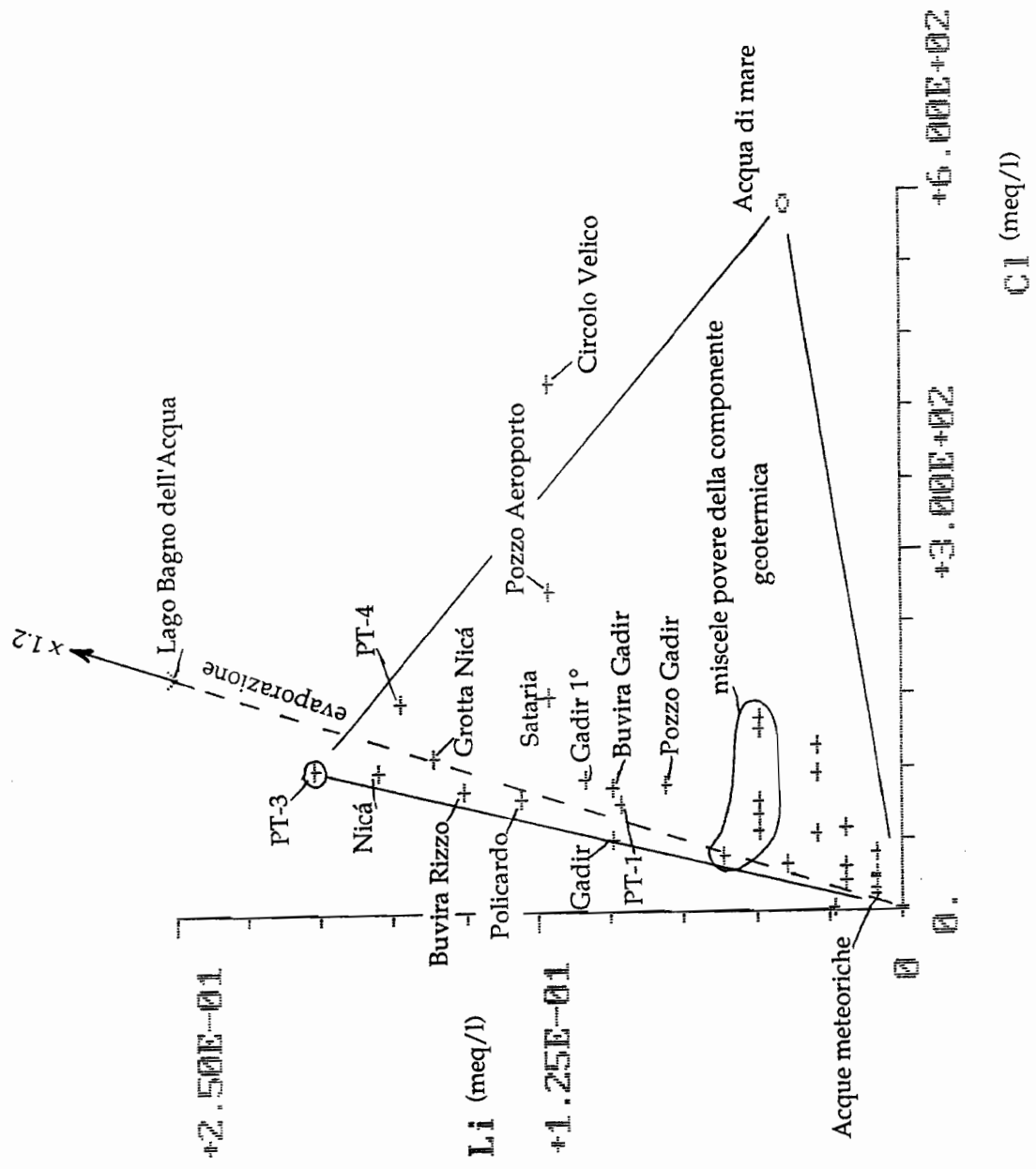


Fig. 4.3.5. Diagramma di correlazione Li vs Cl per le acque di Pantelleria.

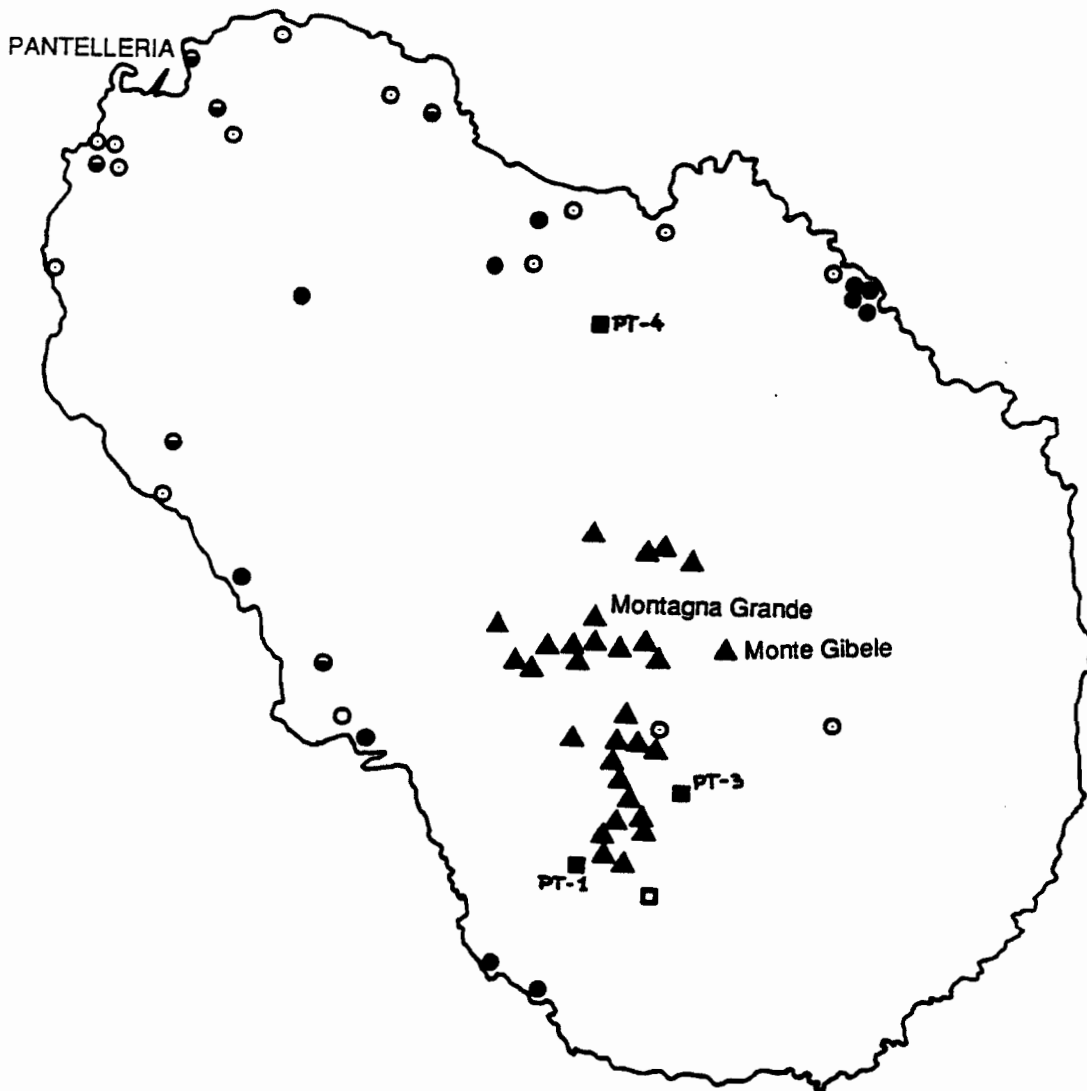


Fig. 4.3.6. Mappa geochimica dell'isola di Pantelleria. Spiegazione dei simboli:

- cerchi neri: miscele ricche della componente geotermica;
- cerchi bianco-neri: miscele povere della componente geotermica;
- cerchi bianchi: altre acque;
- quadrati neri: miscele ricche della componente geotermica incontrate dai pozzi termometrici;
- triangoli: emanazioni di vapore dal suolo e fumarole.

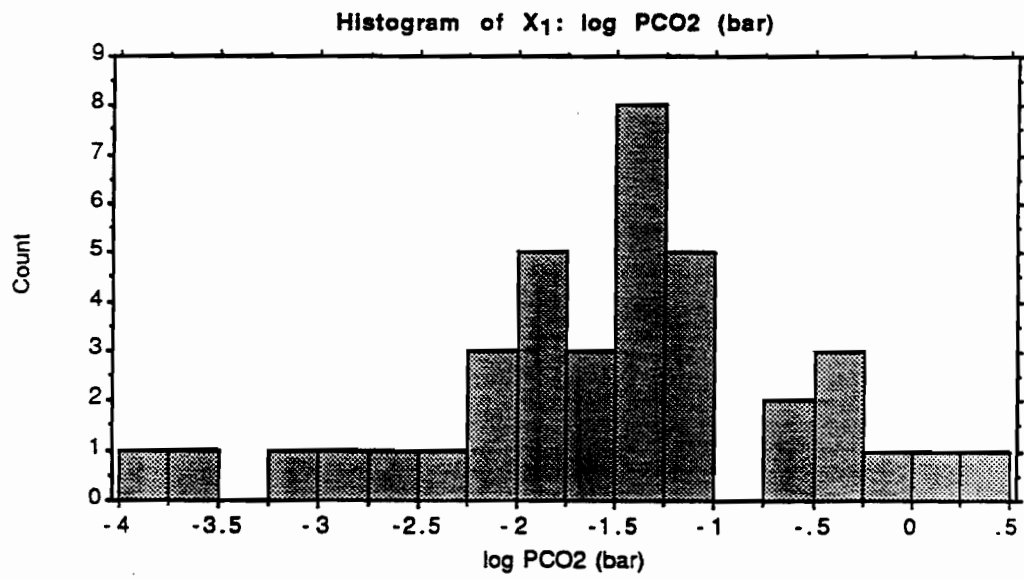


Fig. 4.3.7. Distribuzione di frequenza della PCO₂ nelle acque di Pantelleria.

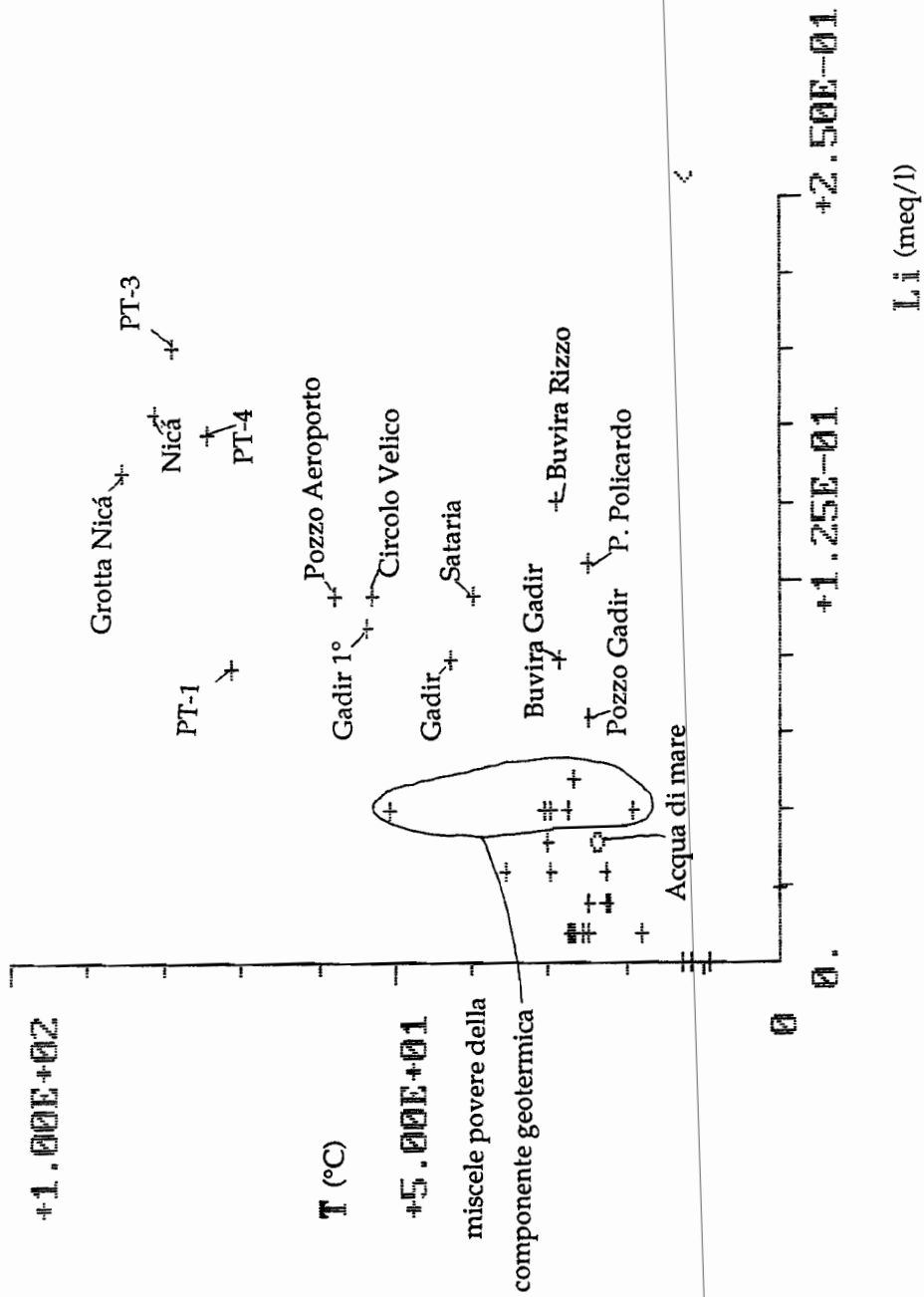


Fig. 4.3.8. Diagramma di correlazione temperatura vs Li per le acque di Pantelleria.

4.4. GRABEN SARDO-CAMPIDANESE

4.4.1. Cenni geologico-strutturali

Da un punto di vista geologico-strutturale molto semplificato, in Sardegna sono riconoscibili (Pala et al., 1982 a; Fig. 4.4.1):

- (1) il graben sardo-campidanese, formatosi in età terziaria a partire dall'Oligocene, che si estende dal golfo dell'Asinara, a nord, al golfo di Cagliari, a sud;
- (2) l'horst orientale apparentemente omogeneo e continuo, dove affiorano prevalentemente i graniti e gli scisti del basamento paleozoico, a cui si sovrappongono localmente i litotipi calcareo-dolomitici di età mesozoica;
- (3) l'horst occidentale, smembrato in una serie di blocchi, i principali dei quali sono quelli della Nurra, di Flumentorgiu, dell'Arburese-Iglesiente e del Sulcis. Il primo costituisce un blocco isolato alla estremità nord-occidentale della Sardegna, mentre gli altri tre sono separati da graben minori, ad andamento est-ovest, formati in età terziaria; gli horst del Sulcis e dell'Arburese-Iglesiente si differenziano dagli altri, essendo costituiti da un nucleo di terreni del Cambriano (arenarie, dolomie e calcari, argilliti), interessati da diversi episodi plicativi, sul quale sono sovrascorsi i terreni paleozoici post-caledoniani.

Il graben sardo-campidanese è riempito da una potente successione vulcanica e sedimentaria, il cui spessore massimo è valutabile in 2-3 km; colmate vulcaniche e sedimentarie sono presenti anche nei graben minori.

Complessivamente queste sequenze vulcaniche e sedimentarie hanno permeabilità medio-bassa, se si escludono le facies conglomeratico-arenacee, le intercalazioni di calcari ed alcuni litotipi vulcanici, che possono essere sede di falde acquifere (Caboi et al., 1982; Caboi et al., 1988 a).

Il basamento granitico-scistoso si configura invece come un complesso relativamente omogeneo, privo di setti impermeabili a sviluppo orizzontale, nel quale le acque di infiltrazione possono discendere fino a ragguardevoli profondità e risalire poi alla superficie lungo zone intensamente fratturate (Pala et al., 1982 b).

4.4.2. Stato termico

Come è noto (e.g. Beccaluva et al., 1976-77), nel Plio-Pleistocene, la Sardegna è stata sede di attività vulcanica intraplacca a carattere prevalentemente fissurale, che non ha portato alla edificazione di vulcani centrali. Anche se la maggior parte delle rocce vulcaniche riferibili a questa attività è costituita da basalti (da basalti subalcalini a basaniti), litotipi intermedi ed acidi, prodotti principalmente per cristallizzazione frazionata, sono presenti in alcune aree quali:

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- Montiferro: trachiti fonolitiche, trachiti, fonoliti, fonoliti peralcaline, fonoliti tefritiche e tefriti fonolitiche;
- Monte Arci: andesiti, daciti, rioliti e trachiti alcaline sovrassature.

L'attività vulcanica plio-pleistocenica iniziò circa 5 milioni di anni fa a Capo Ferrato (nel SE della Sardegna) e si diffuse ampiamente nell'isola fra circa 4 e 2 milioni di anni fa. I prodotti più giovani (età comprese fra 0.6 e 0.14 milioni di anni) sono rappresentati da alcuni centri eruttivi del Logudoro, dove l'attività consistette prevalentemente nell'emissione di basalti fissurali, da subalcalini ad alcalini.

Alla luce di ciò, appare molto improbabile che nelle zone interessate da attività vulcanica possano essere presenti oggi anomalie termiche riferibili ad essa poichè:

- sebbene il vulcanismo pliocenico si sia manifestato anche con l'emissione di prodotti evoluti, eventuali anomalie termiche sarebbero state ormai dissipate, a causa del lungo tempo trascorso;
- sebbene il vulcanismo quaternario sia relativamente recente, il tipo di attività esclude che si siano verificati stazionamenti di magmi a scarsa profondità, tali da creare anomalie termiche di interesse.

L'estrapolazione delle determinazioni termometriche effettuate in pozzi di profondità inferiore ai 200 m (Loddo et al., 1982) e le poche misure eseguite in pozzi profondi (nei pressi di Casteldoria ed Oristano e nel golfo di Cagliari) suggeriscono che l'intero graben sardo-campidanese sia sede di una debole anomalia termica (gradiente di circa 40 °C/km) con due massimi localizzati uno nel Logudoro, l'altro nel Campidano, dove sono state stimate, a 1000 m di profondità, temperature prossime a 90 e 100 °C, rispettivamente (Caboi et al., 1988 a).

Coerentemente con questo quadro, la maggior parte delle sorgenti termali riconosciute in Sardegna sono localizzate ai bordi del graben sardo-campidanese, lungo le faglie bordiere o altre faglie distensive che agiscono come via di risalita delle acque termali (Dettori et al., 1982; Caboi et al., 1986).

4.4.3. Circolazione dei fluidi termali

Le acque termali della Sardegna sono caratterizzate da bassi contenuti di solfato, poichè i depositi evaporitici hanno generalmente limitati spessore ed estensione; conseguentemente le caratteristiche chimiche delle acque termali variano, in genere, fra le composizioni Cl-Na e HCO₃-Na o HCO₃-Ca (Dettori et al., 1982; Caboi et al., 1986). In effetti sono stati riconosciuti i seguenti tipi idrogeochimici.

Acque Cl-Na di bassa salinità (< 0.7 g/l) e pH elevato (prossimo a 9 - 10), nella valle del Tirso (T_{max} 55 °C; sorgenti 15, 16, 17 in Fig. 4.4.1); queste sono state

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

interpretate come acque meteoriche che interagiscono con rocce del basamento in condizioni di bassa P_{CO_2} (Caboi et al., 1989).

Acque HCO_3 -Na di alta salinità (tipicamente da 1 a 3.5 g/l) e pH debolmente acido, nel Campidano (T_{max} 60 °C; sorgenti 18, 19, 20 in Fig. 4.4.1) e nel Logudoro (T_{max} 24 °C; sorgenti 7, 8, 9, 10 e 12). Esse sono state interpretate come acque meteoriche che interagiscono con rocce del basamento (sorgenti del Campidano) o con vulcaniti oligomioceniche (sorgenti del Logudoro), ma in condizioni di alta P_{CO_2} (Caboi et al., 1986; Caboi et al., 1993).

Acque Cl-Na di alta salinità (diversi g/l). Nel caso delle sorgenti di Casteldoria (T_{max} 76 °C; sorgente 1 in Fig. 4.4.1) è possibile ipotizzare: (1) una ricarica non solo meteorica ma anche parzialmente marina (10-15%) ed una circolazione profonda prevalentemente nei graniti, o alternativamente, (2) una ricarica esclusivamente meteorica e un tempo di circolazione molto lungo in ambiente granitico (Caboi et al., 1988 b).

Acque HCO_3 -Ca di bassa salinità (< 0.5 g/l), nel Sulcis (esempio Perdu Spada, T_{max} 30 °C; numero 32 in Fig. 4.4.1) e nel Nuorese (esempio Su Banzu, T_{max} 30 °C; numero 14 in Fig. 4.4.1); si tratta di acque meteoriche che hanno interagito con rocce carbonatiche paleozoiche o mesozoiche (Caboi et al., 1986).

A causa della assenza di fonti di calore localizzate a debole profondità, per spiegare la termalità di tutte le sorgenti termali della Sardegna è ragionevole ipotizzare:

- una infiltrazione a notevole profondità, necessaria perchè le acque possano acquisire calore dalle rocce;
- una successiva risalita (lungo faglie distensive) sufficientemente rapida affinchè le acque non si riequilibrano termicamente.

In particolare, per il graben del Campidano, il confronto fra le stime geotermometriche relative alle acque termali ed i dati di gradiente geotermico suggerisce che le acque si infiltrino fino a profondità di circa 1 km nel lato ovest e oltre i 2 km nel lato est (Bertorino et al., 1982 b).

4.4.4. Distribuzione della P_{CO_2} nelle acque del Campidano

A causa del tipo di circolazione idrica che caratterizza i sistemi termali sardi, i serbatoi geotermici possono essere assimilati, a fini pratici, con le zone di faglia lungo le quali avviene la risalita delle acque termali. Anche se non si può escludere a priori che l'acqua proveniente dal profondo possa localmente invadere i litotipi più permeabili e più prossimi alla superficie, è improbabile che queste possibili zone invase dalle acque termali si allontanino molto dalle zone di faglia. A causa della limitata estensione di questi serbatoi così atipici, è improbabile che la metodologia di delimitazione dei serbatoi geotermici basata sulla distribuzione della P_{CO_2} nelle acque

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

di circolazione poco profonda fornisca risultati apprezzabili per i sistemi termali sardi, a meno di non disporre di dati di estremo dettaglio.

Per i 13 campioni di acque termali ed i 35 campioni di acque fredde del Campidano (Bertorino et al., 1982 a) è stata calcolata la P_{CO_2} , la cui distribuzione di frequenza (Fig. 4.4.2) ha andamento unimodale. I campioni con valori di P_{CO_2} più elevati di quelli della classe più rappresentata sono stati considerati anomali e sono stati suddivisi in due gruppi, uno con P_{CO_2} compresa fra 32 e 100 mbar, l'altro con P_{CO_2} nell'intervallo 100-320 mbar. Questi valori anomali di P_{CO_2} , la cui distribuzione geografica è presentata in Fig. 4.4.3, sono presenti unicamente nelle acque termali. Pertanto appare probabile che la CO_2 sia addizionata a tali acque in profondità e che le accompagni poi nella loro risalita. Questi alti valori di P_{CO_2} non sono legati quindi a fuoriuscite di gas da acquiferi geotermici, come riconosciuto nella regione tosco-laziale.

Come già accennato più sopra, per tentare di delimitare i serbatoi geotermici per faglia che caratterizzano il graben sardo-campidanese sarebbe necessario elaborare dati di estremo dettaglio, relativi al flusso di gas dal suolo, che al momento non sono disponibili.

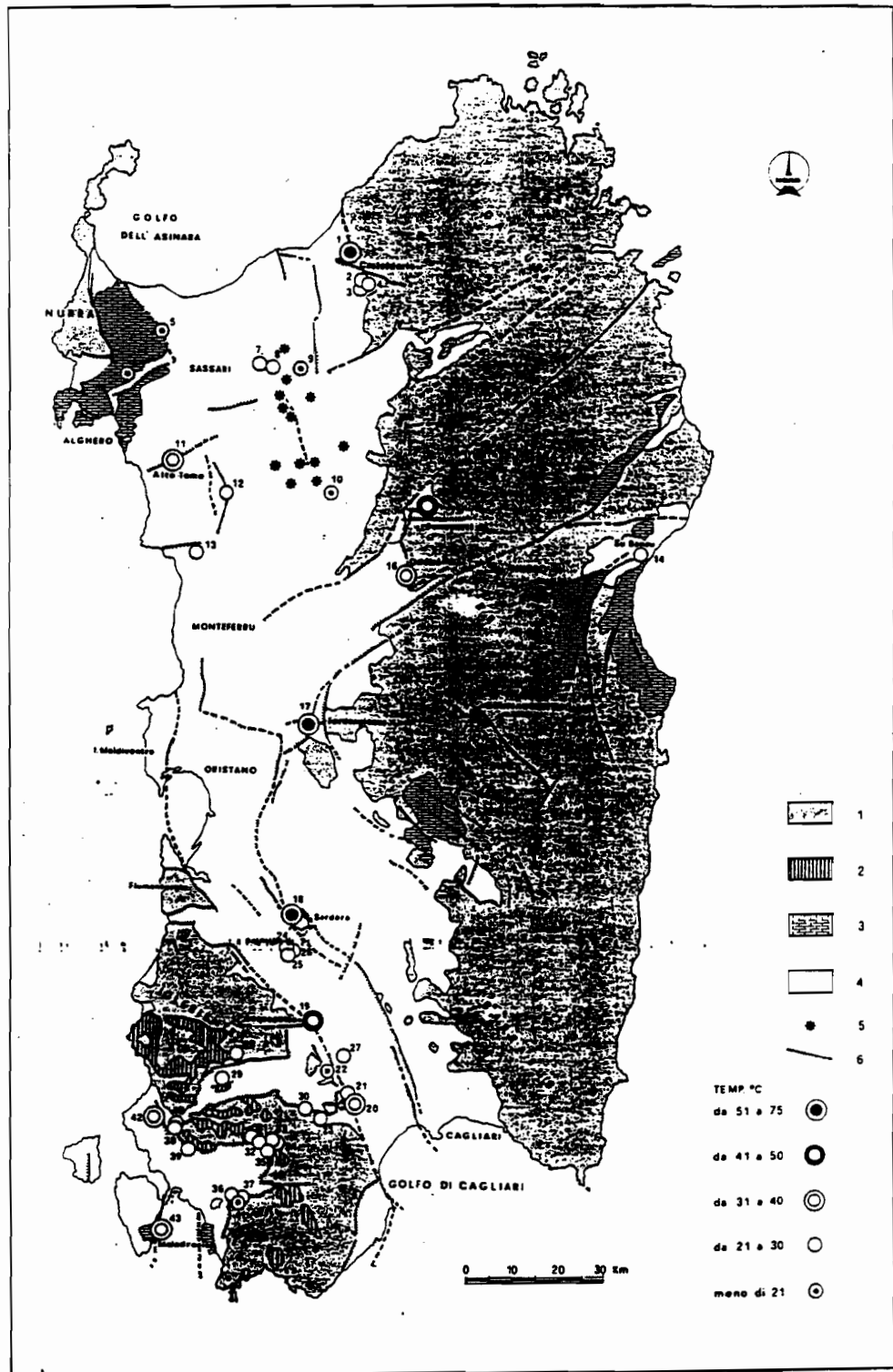


Fig. 4.4.1. Schema geologico-strutturale ed ubicazione delle sorgenti termali della Sardegna (Dettori et al., 1982).

1. Basamento granitico-scistoso paleozoico.
2. Calcari e dolomie cambriane.
3. Calcari e dolomie mesozoiche.
4. Vulcaniti e sedimenti terziari e quaternari.
5. Principali centri eruttivi quaternari.
6. Faglie principali.

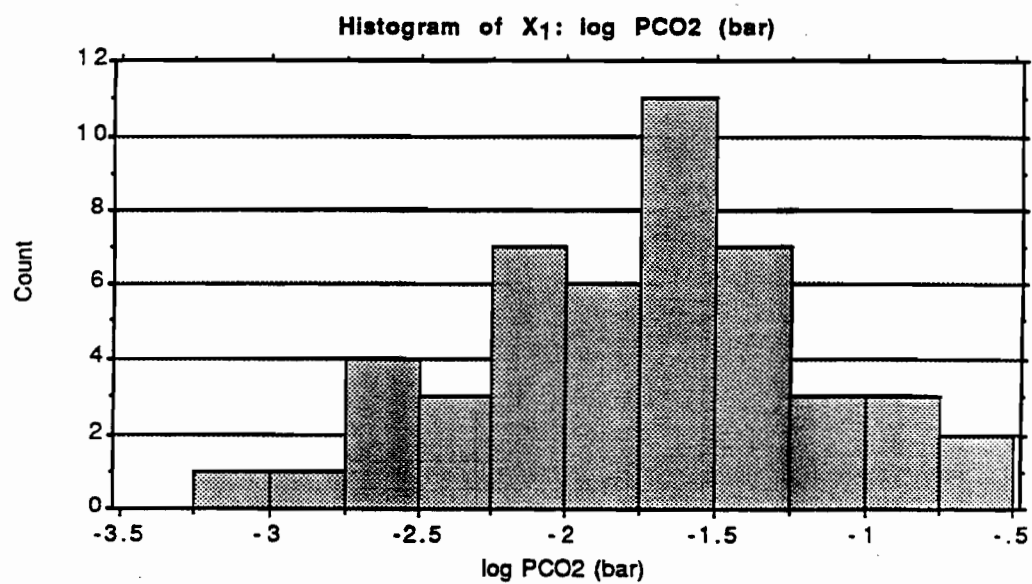


Fig. 4.4.2. Distribuzione di frequenza della P_{CO2} nelle acque del Campidano.

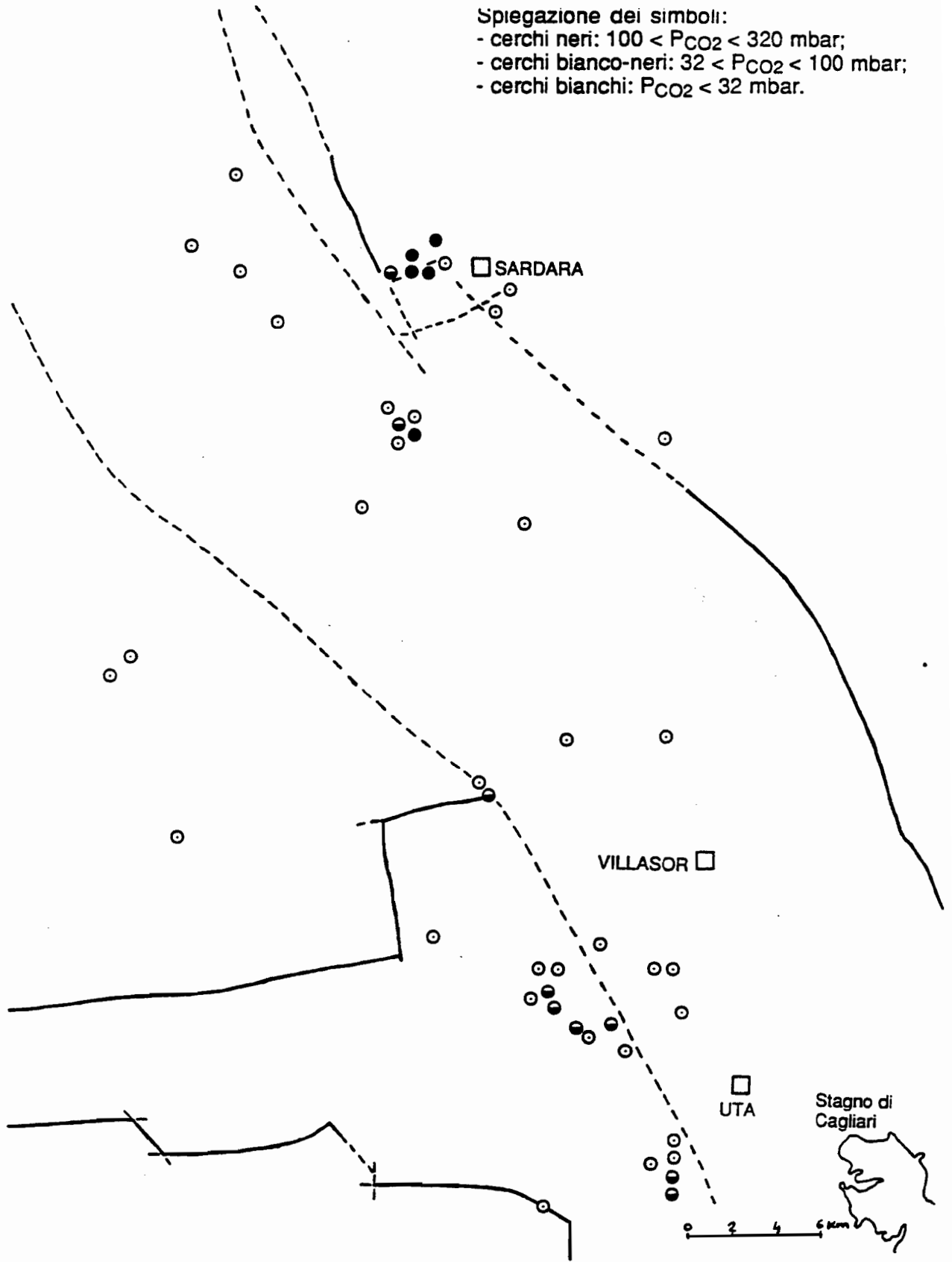


Fig. 4.4.3. Distribuzione geografica della P_{CO_2} nelle acque del Campidano.



ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

**5. APPLICAZIONE DEL MODELLO DI RAFFREDDAMENTO
CONDUTTIVO DI CAMERE MAGMATICHE.**

5.1. Generalità

La possibile distribuzione delle temperature in profondità all'intorno di una camera magmatica definita è stata calcolata, mediante un modello di raffreddamento conduttivo perfetto, per i seguenti apparati vulcanici: Monte Guardia e Monte Pilato, entrambi localizzati nell'isola di Lipari, Campi Flegrei e Vesuvio. Tutti questi vulcani sono caratterizzati dalla messa in posto di una o più camere magmatiche recenti, la cui età è inferiore a 0.1 milioni di anni, entro le quali si sono verificati processi di stazionamento e differenziazione di magmi. La scelta di queste aree è stata dettata dalla disponibilità delle informazioni necessarie per vincolare il modello, vale a dire il volume, la forma, la profondità e la temperatura iniziale della camera magmatica (di cui si è già detto nel paragrafo 2.4.1) ed il tempo di raffreddamento.

Per poter affrontare la valutazione del tempo di raffreddamento, ossia l'intervallo di tempo che intercorre fra il momento del riempimento della camera magmatica ed il momento del suo svuotamento (eruzione) o il tempo presente, bisogna ricordare che le camere magmatiche possono comportarsi come sistemi aperti o chiusi. I sistemi aperti sono quelli che vengono riempiti dopo ogni eruzione; in alcuni di questi sistemi l'apporto di nuovo magma è proprio il fattore che causa l'eruzione. I sistemi chiusi sono quelli che non ricevono apporto di nuovo magma e possono eruttare di tanto in tanto per altre cause.

E' evidente che mentre l'età di una eruzione può essere determinata applicando metodi geocronologici assoluti sui suoi prodotti, l'età del riempimento non è altrettanto facilmente definibile, specie nel caso dei sistemi chiusi. Pertanto, nel caso di sistemi chiusi, sono stati ricostruiti i fenomeni di raffreddamento della camera magmatica fra eruzioni (svuotamenti parziali) successive invece che a partire dal momento in cui tale camera magmatica si è formata. Nel caso dei sistemi aperti è stato ipotizzato che l'età della eruzione precedente sia rappresentativa del riempimento della camera magmatica che ha causato l'eruzione successiva; conseguentemente il tempo di raffreddamento a cui si fa riferimento è quello massimo.

In altri termini, si è cercato di seguire, per quanto possibile, la storia del vulcano applicando ripetutamente (a cascata) il modello, usando cioè i dati di uscita di ogni passo per vincolare quello seguente. Per eseguire rigorosamente questo trasferimento di memoria bisognerebbe considerare la distribuzione della temperatura nello spazio (dato di *output* del primo modello) come dato di *input* del secondo e così via. Poichè il modello utilizzato accetta, come dato di *input*, il flusso geotermico medio della zona, si è necessariamente operato in questa maniera:

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- nel primo modello è stato inserito un valore del flusso geotermico arbitrario, comunque suggerito dal contesto geo-vulcanologico;
- in ogni modello successivo è stato inserito il flusso geotermico calcolato in base al gradiente geotermico sulla verticale del limite esterno della camera magmatica (dato di *output* del modello precedente) ed alla conduttività termica.

I dati di *input* inseriti nel modello nei vari casi considerati sono elencati in Tabella 5.1, dove:

- L è la lunghezza dello spigolo della camera magmatica, considerata di forma cubica in tutti i casi;
- H₁ è la profondità del tetto della camera magmatica;
- H₂ è la profondità del letto della camera magmatica;
- T_{mgm} è la temperatura del magma al momento in cui esso entra nella camera; per le camere magmatiche chiuse si è considerato che la temperatura diminuisce nel tempo, mentre per le camere magmatiche aperte si è ammesso che esse siano via via riempite dallo stesso magma basico con la stessa temperatura;
- F_t e t sono il flusso geotermico medio della zona ed il tempo di raffreddamento, rispettivamente, già commentati in precedenza.

Gli altri parametri utilizzati dal modello sono:

- la diffusività termica, D_t, e la conduttività termica, C_t; è stato considerato che sia nel magma sia nelle rocce circostanti questi parametri siano simili, inserendo valori di D_t = 10⁻⁶ m²/s e C_t = 2.3 W/m K, in ogni caso;
- la temperatura di superficie, che è stata considerata di 18-20 °C.

5.2. Lipari

L'applicazione del modello di raffreddamento conduttivo di camere magmatiche ai vulcani Monte Guardia e Monte Pilato di Lipari è stata oggetto di una tesi di laurea della Università di Pisa (Fagioli, 1981), che è stata presa come punto di partenza e di confronto, ed alla quale si rimanda per ulteriori dettagli. Occorre ricordare che, nell'applicare questo modello, si assume che le rioliti sia di Monte Guardia che di Monte Pilato sono i prodotti finali della cristallizzazione frazionata di magmi shoshonitici, anche se questa interpretazione non è universalmente accettata in letteratura (vedi paragrafo 4.1.1).

Nel caso del Monte Guardia sono state calcolate le distribuzioni di temperatura che esistevano 25000 e 15000 anni fa (Tabelle 5.2 e 5.3, rispettivamente) e quella attuale (Tabella 5.4). Prendendo in considerazione quest'ultima si può osservare che l'innalzamento della temperatura sulla verticale della camera magmatica, rispetto ai valori regionali, è di 34 °C a 3000 m, 6 °C a 2000 m, e 0 °C a 1000 m di profondità.

Nel caso di Monte Pilato sono state ricostruite le distribuzioni di temperatura che si riferiscono a 10000 anni fa (Tabella 5.5) e a oggi (Tabella 5.6). In quest'ultima

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

tabella si osserva che l'aumento di temperatura sulla verticale della camera magmatica, relativamente ai valori regionali, è di 42 °C a 3000 m, 4 °C a 2000 m e 0°C a 1000 m di profondità.

In ambedue i casi si tratta quindi di riscaldamenti abbastanza modesti e di limitata estensione. Questi risultati confermano che nel sottosuolo sia del Monte Guardia sia del Monte Pilato, per lo meno entro i 2 - 2.5 km di profondità, non si sarebbero create condizioni termiche atte all'instaurarsi di un sistema geotermico di alta entalpia, anche se la circolazione convettiva idrotermale può rendere il trasferimento di calore molto più efficiente di quello puramente conduttivo.

Ciò è in accordo sostanziale con il modello geochimico-geotermico concettuale dell'isola di Lipari (vedi paragrafo 4.1.2.6), secondo il quale un sistema geotermico poco profondo di alta entalpia è invece presente nel sottosuolo della costa occidentale e della fascia Bagni di San Calogero-Lipari.

5.3. Campi Flegrei

L'eruzione più importante che ha interessato l'area flegrea avvenne circa 35,000 anni fa e consistette nell'emissione di una ignimbrite alcali-trachitica (nota come Ignimbrite Campana, Barberi et al., 1978), con un volume di liquido equivalente pari a 80 km³ (Thunell et al., 1978). Questo liquido sarebbe stato prodotto per cristallizzazione frazionata a partire da un liquido trachibasaltico, entro una camera magmatica enorme, il cui volume iniziale era di almeno 240 km³ (Armienti et al., 1983). Non essendo possibile valutare il momento in cui si formò tale camera magmatica, il modello è stato applicato solamente agli ultimi 10500 anni. Per questo periodo di tempo, durante il quale la camera magmatica flegrea si è probabilmente comportata come un sistema chiuso (Armienti et al., 1983), vi è una buona conoscenza della storia vulcanica (Rosi et al., 1983) e sono disponibili i dati vulcanologici e petrologici necessari per il modello (Armienti et al., 1983; 1984).

Per tenere conto dell'effetto termico della camera magmatica che eruttò l'Ignimbrite Campana, è stato arbitrariamente assunto che 10500 anni fa esistesse già una considerevole anomalia termica regionale. Nel modello è stato pertanto introdotto un flusso geotermico iniziale di 0.228 W/m², pari ad un gradiente geotermico di 99 °C/km, ossia 3 volte il normale.

I risultati del modello indicano che il raffreddamento della camera magmatica negli intervalli di tempo compresi fra 10500 e 3000 anni fa (Tabella 5.7) e fra 3000 anni fa ed oggi (Tabella 5.8) non è stato in grado di alterare significativamente l'elevato flusso termico presumibilmente già presente.

I dati di *output* relativi al tempo presente sono abbastanza ragionevoli, anche se le temperature incontrate

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

dai pozzi di Mofete, San Vito ed Agnano sono sensibilmente maggiori di quelle fornite dal modello. Questo importante innalzamento delle isoterme (rispetto al modello) è verosimilmente imputabile alla circolazione convettiva idrotermale, che può rendere il trasferimento di calore molto più efficace di quello che si verifica in un regime puramente conduttivo.

5.4. Vesuvio

Per il Vesuvio sono disponibili delle buone valutazioni dei volumi delle camere magmatiche che hanno originato le eruzioni di Mercato (7900 anni fa), Avellino (3800 anni fa), Pompei (79 AD) e di quelle avvenute nel 472 AD e nel 1631 AD (Barberi et al., 1981; Rosi et al., 1987; 1993). La buona correlazione fra il logaritmo del volume delle camere magmatiche (V_{cm} in km^3) ed il logaritmo del tempo di residenza del magma (t in anni) entro tali serbatoi (Rosi et al., 1987) è descritta dalla equazione seguente:

$$\log V_{cm} = 1.057 \log t - 2.901 \quad (R^2 = 0.975)$$

che è stata usata per calcolare i volumi delle camere magmatiche delle eruzioni avvenute nel 203 AD e nel 1139 AD e della camera magmatica presumibilmente presente oggi.

Lo stato termico relativo a vari momenti della storia del Vesuvio è riportato nelle Tabelle da 5.9 a 5.16., dal cui esame si osserva che, mentre le camere magmatiche attive negli intervalli di tempo compresi fra 11400 e 7900 e fra 7900 e 3800 anni fa hanno modificato il flusso geotermico nel loro intorno, i serbatoi messi in posto in epoche più recenti non sono stati in grado di provocare effetti similari, verosimilmente per la loro dimensione minore.

La distribuzione delle temperature fornita dal modello per il tempo presente si discosta significativamente dalle temperature incontrate nel pozzo Trecase 1 (ubicato circa 4 km a SE del cratere): 47 °C a 1650 m e 51 °C a 2072 m di profondità (Balducci et al., 1983); questi valori sono in effetti molto minori di quelli previsti dal modello. Ciò è probabilmente dovuto al fatto che il modello non tiene conto del rilevante flusso idrico freddo che investe l'area vesuviana provenendo dai rilievi calcarei circostanti.

5.5. Osservazioni conclusive

Il modello di raffreddamento conduttivo di camere magmatiche è un utile strumento di lavoro perchè fornisce una distribuzione di temperature che costituisce un utile riferimento ipotetico con il quale confrontare i dati termici reali. Le differenze eventualmente rilevate sono in genere attribuibili al ruolo del flusso idrico, idrotermale o freddo, e permettono di stabilire qualitativamente l'importanza di questo o quel fenomeno.

Non si tratta comunque di un metodo di valutazione del potenziale geotermico.

	Vulcano	da (anni fa)	a (anni fa)	L (m)	H1 (m)	H2 (m)	T _{mgm} (K)	F _t (W/m ²)	t (anni)
1	Lipari (M.Guardia)	40,000	25,000	1210	3790	5000	1373	.125	15000
2	Lipari (M.Guardia)	25,000	15,000	1210	3790	5000	1373	.156	10000
3	Lipari (M.Guardia)	15,000	oggi	1210	3790	5000	1373	.184	15000
4	Lipari (M.Pilato)	15,000	10,000	900	4100	5000	1373	.156	5000
5	Lipari (M.Pilato)	10,000	oggi	1210	3790	5000	1373	.159	10000
6	Campi Flegrei	10,500	3,000	2410	4090	6500	1473	.228	7500
7	Campi Flegrei	3,000	oggi	2120	4280	6400	1423	.242	3000
8	Vesuvio (Mercato)	11,400	7,900	1910	3090	5000	1473	.156	3500
9	Vesuvio (Avellino)	7,900	3,800	1870	3130	5000	1473	.166	4100
10	Vesuvio (79 AD)	3,800	1,914	1430	3570	5000	1473	.179	1886
11	Vesuvio (203 AD)	1,914	1,790	580	4420	5000	1473	.179	124
12	Vesuvio (472 AD)	1,790	1,521	740	4260	5000	1473	.179	269
13	Vesuvio (1139 AD)	1,521	854	1070	3930	5000	1473	.179	667
14	Vesuvio (1631 AD)	854	362	580	4420	5000	1473	.179	492
15	Vesuvio	362	oggi	860	4140	5000	1473	.179	362

Tab. 5.1. Parametri di *input* per il modello di raffreddamento conduttivo di camere magmatiche. Spiegazione delle sigle:

L = lunghezza dello spigolo della camera magmatica,

H₁ = profondità del tetto della camera magmatica;

H₂ = profondità del letto della camera magmatica;

T_{mgm} = temperatura iniziale del magma;

F_t = flusso geotermico medio iniziale della zona;

t = tempo di raffreddamento.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

6. CONCLUSIONI

6.1. Aggiornamento delle metodologie di valutazione delle risorse

A seguito di una rivisitazione critica dei metodi di valutazione del potenziale geotermico, il metodo del volume è stato scelto come strumento di lavoro principale, dopo aver eseguito:

- una sua revisione, volta a permettere la delimitazione non dei serbatoi geotermici potenziali, ma dei serbatoi geotermici effettivi; le zone caratterizzate da alti valori di P_{CO_2} nelle acque di circolazione poco profonda e dalla presenza di emissioni di gas direttamente dal terreno ben corrispondono con la estensione già nota dei serbatoi geotermici di alta entalpia (Monte Amiata e Latera), media entalpia (Torre Alfina) e bassa entalpia (Viterbo); pertanto questo criterio è stato utilizzato per delimitare l'estensione dei serbatoi geotermici in zone scarsamente (o non) esplorate mediante pozzi profondi.

- una sua calibrazione in base ai dati di produzione relativi a campi geotermici in sfruttamento o comunque sufficientemente conosciuti; in particolare è stata evidenziata una buona correlazione fra portata oraria di fluido totale estratto o estraibile e volume totale del serbatoio geotermico (roccia + fluido), sia per i serbatoi toscani a vapore dominante di Larderello, Travale, Bagnore e Piancastagnaio, sia per i sistemi a liquido prevalente di Torre Alfina, Latera, Cesano e Mofete; ciò suggerisce che i campi geotermici a vapore dominante producono e/o possono produrre in media circa 20 t/h di fluido per km^3 di serbatoio totale (roccia + fluido), mentre la produzione di quelli a liquido dominante è mediamente stimabile in circa 40 t/h di fluido totale per km^3 di serbatoio totale.

6.2. Applicazioni

Dati idrogeochimici di buona qualità analitica ed alta densità di campionamento, tali da consentire lo studio della distribuzione della P_{CO_2} nelle acque di circolazione poco profonda, e di conseguenza la applicazione del metodo del volume per valutare il potenziale geotermico, sono disponibili in Toscana solamente per l'area del Monte Amiata, gran parte del Lazio, alcuni settori della Campania (Roccamonfina, Campi Flegrei, Ischia, Vesuvio) e per la zona del Vulture in Basilicata. Per quanto riguarda l'area del Monte Amiata, a causa della non omogenea distribuzione delle sorgenti, è possibile accertare la presenza di acque con elevati valori di P_{CO_2} al di sopra dei serbatoi geotermici noti, ma non è possibile né la delimitazione di tali serbatoi né la applicazione del metodo del volume.

Nel caso delle isole di Lipari, Vulcano, e Pantelleria e del graben del Campidano è stata riesaminata la

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

documentazione disponibile ed è stato definito un modello geochimico-geotermico concettuale. E' stato possibile delimitare i serbatoi geotermici effettivi ed applicare il metodo del volume alle isole di Lipari e Vulcano, e, anche se con maggiori incertezze, all'isola di Pantelleria.

In alcune aree vulcaniche attive (es. Campi Flegrei, Vesuvio, Lipari) caratterizzate da messa in posto di una camera magmatica recente (< 0.1 milioni di anni), ove si sono verificati processi di stazionamento e differenziazione di magmi, è stato applicato il modello di raffreddamento conduttivo della camera magmatica, per stimare la possibile distribuzione delle temperature in profondità. Tale modello non è comunque un metodo di valutazione del potenziale geotermico.

6.3. Risultati

In Toscana non è stato possibile applicare la metodologia messa a punto in questo lavoro, poichè, a causa della scarsità di dati idrogeochimici di superficie disponibili, non possono essere identificati e delimitati i serbatoi geotermici effettivi. E' stato comunque verificato che, se si estende la produttività specifica dei serbatoi effettivi ai serbatoi potenziali, si ottengono risultati (potenze termiche) irragionevolmente elevate.

Attualmente la potenza termica estratta dai campi geotermici di Larderello, Travale-Radicondoli e Monte Amiata, che sono classificabili come riserve geotermiche di categoria A, è di circa 2150, 330 e 395 MWt, rispettivamente.

Nel Lazio sono stati delimitati 17 serbatoi geotermici, fra i quali sono degni di nota i seguenti:

- Latera, che si colloca fra le riserve di categoria A, con una potenza termica di 440-550 MWt;
- Torre Alfina, che è da inserire fra le riserve di categoria B, con una potenza termica di 170-200 MWt;
- Manziana (150-190 MWt), Capranica (180-200 MWt), Monterosi (140-160 MWt) e Bolsena (60-90 MWt), che sono da considerare risorse subeconomiche di categoria B;
- Viterbo (110-190 MWt), che costituisce una riserva di categoria C;
- Grottaferrata e Colli Albani ovest che, pur essendo risorse subeconomiche di categoria C, sono da segnalare per la elevata potenza termica, di 190-250 MWt e 560-760 MWt, rispettivamente.

Il campo geotermico di Cesano non è incluso fra di essi, poichè non è stato possibile applicare il metodo del volume a causa della scarsità di dati idrogeochimici di superficie disponibili. In base ai dati di produzione esso si colloca fra le risorse subeconomiche di categoria B, con una potenza termica di 100-160 MWt.

In Campania sono stati individuati 9 serbatoi geotermici, fra i quali sono da considerare i seguenti:

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

- Campi Flegrei (680-1130 MWt) ed Ischia (340-440 MWt), che fanno parte delle riserve di categoria A;
- Suio (20-70 MWt) e, almeno in parte, Pompei (20-60 MWt) che sono classificabili come riserve di categoria C.

In Basilicata, nella zona di Monte Vulture, sono stati identificati 4 serbatoi geotermici, classificabili come risorse subeconomiche di categoria C.

Nelle isole, bisogna segnalare i serbatoi geotermici di Lipari (180-200 MWt), Pantelleria (140-160 MWt) e Vulcano Porto (10-13 MWt), che si collocano fra le riserve di categoria A.

Complessivamente le riserve di categoria A (Tabella 6.1.a) ed le riserve e risorse subeconomiche di categoria B (Tabella 6.1.b) identificate ammontano a circa 4680-5330 MWt e 800-990 MWt, rispettivamente.

	Area	T- (°C)	T+ (°C)	W- (MWE)	W+ (MWE)	d (km)	Tm (°C)	Note
1	Larderello	235	303	2174	2125	.850	269	riserva (dati produzione)
2	Travale	213	263	329	329	1.850	238	riserva (dati produzione)
3	Monte Amiata	197	284	395	393	.600	240	riserva (dati produzione)
4	Latera	190	230	440	547	1.190	210	riserva
5	Vico	180	230	2	3	2.580	205	riserva
6	Campi Flegrei	220	350	677	1128	1.050	285	riserva
7	Ischia	240	300	340	435	1.000	270	riserva
8	Lipari	200	220	179	199	.250	210	riserva
9	Vulcano Porto	200	250	10	13	.250	225	riserva
10	Pantelleria	210	240	138	160	.450	225	riserva
11	TOTALI	•	•	4684	5332	•	•	•

Tab. 6.1.a. Riserve geotermiche di categoria A identificate in Italia. I simboli si riferiscono

alle seguenti variabili:

- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estratta o estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estratta o estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- Tm: temperatura media del serbatoio geotermico.

	Area	T- (°C)	T+ (°C)	W- (Mwt)	W+ (Mwt)	d (km)	Tm (°C)	Note
1	Torre Alfina	125	140	174	200	1.200	132	riserva
2	Cesano	141	221	96	162	1.750	181	risorsa (dati produzione)
3	Manziana	150	180	151	188	1.800	165	risorsa
4	Capránica	180	200	175	198	1.920	190	risorsa
5	Monterosi	180	200	138	156	2.000	190	risorsa
6	Bolsena	160	210	63	86	2.500	185	risorsa
7	TOTALI	•	•	798	990	•	•	

Tab. 6.1.b. Riserve e risorse geotermiche di categoria B identificate in Italia. I simboli si riferiscono alle seguenti variabili:

- T-: temperatura minima del serbatoio geotermico;
- T+: temperatura massima del serbatoio geotermico;
- W-: potenza termica minima estraibile dal serbatoio geotermico;
- W+: potenza termica massima estraibile dal serbatoio geotermico;
- d: profondità media del tetto del serbatoio geotermico;
- Tm: temperatura media del serbatoio geotermico.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

BIBLIOGRAFIA

Agip (1987). Geologia e geofisica del sistema geotermico dei Campi Flegrei. Rapporto DES SERG-MESG, 19 p.

Allegrini G., Corsi R., Culivicchi G., Di Falco R., Fiordelisi A., Grassi A., Nardini G., Nencetti G.F., Tomei B. (1982). Fluid management of the Cesano reservoir: experimental activity. 1st Turkish-Italian seminar on geothermal energy. Ankara-Kizildere Sept. 6th-28th, 1982. Vol. II, Comparative examination of the Kizildere and Cesano geothermal fields, 143-206.

Armienti P., Barberi F., Bizouard H., Clocchiatti R., Innocenti F., Metrich N., Rosi M., Sbrana A. (1983). The Phlegraean Fields: magma evolution within a shallow chamber. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 289-311.

Armienti P., Barberi F., Innocenti F. (1984). A model of the Phlegraean Fields magma chamber in the last 10,500 years. Bull. Volcanol., 47, 349-358.

Baldi P., Buonasorte G., Cameli G.M., Cigni U., Funicciello R., Parotto M., Scandiffio G., Toneatti R. (1982). Exploration methodology, deep drilling and geothermal model of the Cesano field (Latium-Italy). 1st Turkish-Italian seminar on geothermal energy. Ankara-Kizildere Sept. 6th-28th, 1982. Vol. II, Comparative examination of the Kizildere and Cesano geothermal fields, 54-128.

Balducci S., Vaselli M., Verdiani G. (1983). Exploration well in the "Ottaviano" permit, Italy: "Trecase 1". Third International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research, Munich, 29 Nov - 1 Dec, 407-418.

Barberi F., Innocenti F., Ferrara G., Keller J., Villari L. (1974). Evolution of the Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea). Earth Planet. Sci. Lett., 21, 269-276.

Barberi F., Innocenti F., Lirer L., Munno R., Pescatore P. (1978). The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). Bull. Volcanol., 41, 1-22.

Barberi F., Cioppi D., Ghelardoni R., Nannini R., Sommaruga C., Verdiani G. (1980). Integrated geothermal reconnaissance of the Somma-Vesuvius system. Second International Seminar on the Results of the EC Geothermal Energy Research, Strasbourg, 4-6 March 1980, 141-153.

Barberi F., Bizouard H., Clocchiatti R., Metrich N., Santacroce R., Sbrana A. (1981). The Somma-Vesuvius magma chamber: a petrological and volcanological approach. Bull. Volcanol., 44, 295-315.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Barberi F., Buonasorte G., Cioni R., Fiordelisi A., Foresi L., Iaccarino S., Laurenzi M.A., Sbrana A., Vernia L., Villa I.M. (1993). Plio-pleistocene geological evolution of the geothermal area of Tuscany and Latium. *Boll. Soc. Geol. It.* (in stampa).

Barbier E. (1969). Rapporto definitivo sulle perforazioni per ricerca di energia endogena nell'Isola di Pantelleria. Centro Studi Geotermici del CNR, Pisa, 51 p.

Barbier E., Panichi C., Tongiorgi E. (1969). Le acque termali di Pantelleria. *Congr. Int. Ass. It. di tecnica idrotermale*, Napoli.

Beccaluva L., Deriu M., Macchiotta G., Savelli C., Venturelli G. (1976-77). Geochronology and magmatic character of the Pliocene-Pleistocene volcanism in Sardinia (Italy). *Bull. Volcanol.*, 40, 153-168.

Bertorino G., Caboi R., Caredda A.M., Cidu R., Fanfani L., Sitzia R., Zuddas P. (1982 a). Idrogeochimica del graben del Campidano. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 104-123.

Bertorino G., Caboi R., Caredda A.M., Cidu R., Fanfani L., Panichi C., Sitzia R., Zuddas P. (1982 b). Alcune considerazioni sulla geochimica delle acque termali del graben del Campidano. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 133-143.

Bertrami R., Cameli G.M., Lovari F., Rossi U. (1984). Discovery of Latera geothermal field: problems of the exploration and research. U.N. seminar on utilization of geothermal energy for electric power production and space heating, Florence, 14-17 May 1984, 18 p.

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

Bodvarsson G. (1974). Geothermal resource energetics. *Geothermics*, 3, 83-92.

Bottinga Y. and Weill D.F. (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. *Am. J. Sci.*, 272, 169-182.

Bruni P., De Marinis R., Millesimi F., Principe C. (1984). Studio vulcano-tettonico del Monte Vulture. Rapporto inedito Agip-Esge, 38 p.

Buonasorte G., Cataldi R., Ceccarelli A., Costantini A., D'Offizi S., Lazzarotto A., Ridolfi A., Baldi P., Barelli A., Bertini G., Bertrami R., Calamai A., Cameli G., Corsi

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

R., Dacquino C., Fiordelisi A., Ghezzi A. e Lovari F. (1988). Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio-Umbria). Boll. Soc. Geol. It., 107, 265-337.

Bwire-Ojiambo S. (1990). Country update report for Kenya. Geotherm. Res. Council Trans., 14, 183-185.

Caboi R., Cidu R., Pala A., Pecorini G. (1982). Le acque fredde della Sardegna. Lineamenti idrogeologici ed idrogeochimici. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 25-55.

Caboi R., Cidu R., Fanfani L., Zuddas P. (1986). Geochemistry of thermal waters in Sardinia (Italy). Fifth Int. Symp. Water-Rock Interaction, Reykjavik, Iceland, August 8-17, 92-95.

Caboi R., Fanfani L., Pecorini G., Fancelli R., Squarci P., Taffi L. (1988 a). Inventario delle risorse geotermiche nazionali. Regione Sardegna. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato, 34 p.

Caboi R., Cidu R., Cristini A., Fanfani L., Zuddas P., Zanzari A.R. (1988 b). Studio geochimico delle acque termali di Casteldoria. 2° Sem. Inf. CNR-PFE Sottoprogetto Energia Geotermica, Ferrara 21-22 dicembre, SI-5, 597-613.

Caboi R., Cidu R., Cristini A., Fanfani L., Zuddas P. (1989). The geothermal area of the Tirso valley (Sardinia, Italy). Proceedings 6th Int. Symp. Water-Rock Interaction, Malvern, 3-8 August, Miles D.L. Ed., 125-128.

Caboi R., Cidu R., Fanfani L., Zuddas P., Zanzari A.R. (1993). Geochemistry of the high- P_{CO_2} waters in Logudoro, Sardinia, Italy. Applied Geochemistry, 8, 153-160.

Caicedo A.A. and Palma J.A. (1990). Present status of exploration and development of the geothermal resources of Guatemala. Geotherm. Res. Council Trans., 14, 97-105.

Calamai A., Cataldi R., Squarci P., Taffi L. (1970). Geology, geophysics and hydrogeology of the Monte Amiata geothermal fields. Geothermics, Special Issue 1.

Carella R., Verdiani G., Palmerini C.G., Stefani G.C. (1984). Geothermal activity in Italy: present status and prospects. U.N. seminar on utilization of geothermal energy for electric power production and space heating, Florence, 14-17 May 1984, 9 p.

Carella R., Verdiani G., Palmerini C.G., Stefani G.C. (1985). Geothermal activity in Italy: present status and prospects. Geothermics, 14, 247-254.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Carson C.C. and Lin Y.T. (1981). Geothermal costs and their sensitivities to changes in drilling and completion operation.

Carslaw H.W. and Jaeger J.C. (1959). Conduction of heat in solids. 2nd Ed. Clarendon press, Oxford, 496 p.

Cataldi R. and Celati R. (1983). Review of Italian experience in geothermal resource assessment. Zbl. Geol. Paläontol. Teil I, 168-184.

Cataldi R., Ceron P., Di Mario P., Leardini T. (1970). Progress report on geothermal development in Italy. Geothermics, 2, 77-87.

Cataldi R., Lazzarotto A., Muffler P., Squarci P., Stefani G. (1978). Assessment of geothermal potential of Central and Southern Tuscany. Geothermics, 7, 91-131.

Cataldi R. e Squarci P. (1978). Valutazione del potenziale geotermico in Italia con particolare riguardo alla Toscana centrale e meridionale. Ass. Elettrotecnica Italiana, I.32, 1-8.

Cataldi R., Stefani G., Tongiorgi M. (1963). Geology of Larderello region (Tuscany): contribution to the study of the geothermal basins. In: "Nuclear Geology on Geothermal Areas", (E. Tongiorgi, editor), Proceedings of Spoleto Meeting, C.N.R. Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 235-265.

Ceron P., Di Mario P., Leardini T. (1976). Progress report on geothermal development in Italy from 1969 to 1974 and future prospects. Proc. 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, May 1975, 1, 59-66.

Chappel R.N. et al. (1979). Geothermal well drilling estimates based on past well costs. Geotherm. Res. Council Trans., 3.

Chelini W. and Sbrana A. (1987). Subsurface geology. In "Phlegrean Fields" (M. Rosi & A. Sbrana, Eds). Quaderni de "La ricerca scientifica", 114, vol. 9, 94-103.

Chiodini G., Comodi P., Giaquinto S., Mattioli B., Zanzari A.R. (1988). Cold groundwater temperatures and conductive heat flow in the Mt Amiata geothermal area, Tuscany, Italy. Geothermics, 17, 645-656.

Chiodini G. and Cioni R. (1989). Gas geobarometry for hydrothermal systems and its application to some Italian geothermal areas. Appl. Geochem., 4, 465-472.

Chiodini G., Cioni R., Guidi M., Marini L., Raco B., Taddeucci G. (1992). Gas geobarometry in boiling

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

hydrothermal systems: a possible tool to evaluate the hazard of hydrothermal explosions. *Acta Vulcanologica, Marinelli Volume, 2, 99-107.*

Chiodini G., Cioni R., Marini L. (1993). Reactions governing the chemistry of crater fumaroles from Vulcano Island, Italy, and implications for volcanic surveillance. *Appl. Geochem., 8, (in press).*

Cioni R. and D'Amore F. (1984). A genetic model for the crater fumaroles of Vulcano Island (Sicily, Italy). *Geothermics, 13, 375-384.*

Cioni R., Corazza E., Magro G., Guidi M., Marini L. (1988). Reactive and inert gases in low temperature fumaroles (Aeolian Islands, Italy). *Rend. Soc. It. Miner. Petrol., M. Carapezza volume, 43, 1003-1011.*

Civetta L., Cornette Y., Crisci G., Gillot P.Y., Orsi G., Requejo C.S. (1984). Geology, geochronology and chemical evolution of the island of Pantelleria. *Geol. Mag., 121, 541-668.*

Clocchiatti R., Del Moro A., Gioncada A., Joron J.L., Pinarelli L., Sbrana A. (1993). Evoluzione geochimica ed isotopica del complesso di Vulcano negli ultimi 50 ka. *Convegno Annuale CNR-GNV, Roma, 8-10 giugno (riassunto).*

Crisci G.M., De Rosa R., Esperança S., Mazzuoli R., Sonnino M. (1991). Temporal evolution of a three component system: the island of Lipari (Aeolian Arc, southern Italy). *Bull. Volcanol., 53, 207-221.*

De Astis G., Frazzetta G., La Volpe L. (1989). I depositi di riempimento della Caldera del Piano e i depositi della Lentia. *Boll. GNV, 5, 763-778.*

De Fiore O. (1924). Brevi note sull'attività di Vulcano (Isole Eolie) dal 1890 al 1924. *Bull. Volcanol., 2, 155-156.*

De Rosa R., Frazzetta G., La Volpe L., Mazzuoli R. (1988). The Spiaggia Lunga scoriae deposits: an example of fissural type eruption at Vulcano (Aeolian Islands, Italy). *Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 43, 1059-1068.*

Dettoni B., Zanzari A.R., Zuddas P. (1982). Le acque termali della Sardegna. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 56-86.

Di Mario P. e Leardini T. (1974). Aspetti tecnico-economici della produzione geotermica. *Giornata di studio FAST sull'energia geotermica. Milano, 7 giugno 1974, 15 p.*

Dongarrà G., Hauser S., Alaimo R., Carapezza M., Tonani F. (1983). Hot waters on Pantelleria island. *Geochemical*

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

features and preliminary geothermal investigations. *Geothermics*, 12, 49-63.

Duprat A. and Ungemach P. (1985). An updated conceptual model of the Travale geothermal field based on recent geophysical and drilling data. *Geothermics*, 14, 755-774.

ELC-Electroconsult (1982). Sfruttamento di risorse geotermiche ad Ischia con centrale sperimentale a ciclo binario. Rapporto CNR-PFE ISC-D-5477, 64 p.

Enel (1977). Reference notes for the field trips. Larderello Workshop on Geothermal Resource Assessment and Reservoir Engineerin. September 12-16, 1977, 26 p.

Fagioli M.T. (1981). Camere magmatiche superficiali come sorgenti di calore in sistemi geotermici: un approccio vulcanologico-petrologico al caso di Lipari. Tesi di Laurea della Università di Pisa, 223 p.

Faraone D., Silvano A., Verdiani G. (1986). The monzogabbroic intrusion in the island of Vulcano, Aeolian Archipelago, Italy. *Bull. Volcanol.*, 48, 299-307.

Ferrara G.C., Luccioli F., Palmerini G.C., Scappini (1985). Update report on geothermal development in Italy. Proceedings, 1985 International Symposium on Geothermal Energy, Kailua-Kona HI, International volume, 95-105.

Fournier R.O. (1979). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geotherm. Res. Council Trans.*, 3, 221-224.

Fournier R.O. and Potter R.W. (1982). A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geotherm. Res. Council Bulletin*, 11, 3-9.

Frazzetta G., Lanzafame G., Villari L. (1982). Deformazioni e tettonica attiva a Lipari e Vulcano (Eolie). *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, 293-297.

Frazzetta G. e La Volpe L. (1987). Storia eruttiva dell'isola di Vulcano: stato di avanzamento della ricerca. *Boll. GNV*, 3, 361-372.

Frazzetta G. and La Volpe L. (1991). Volcanic history and maximum expected eruption at "La Fossa di Vulcano" (Aeolian Islands, Italy). *Acta Vulcanologica*, 1, 107-113.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E., Nicolich R. (1988). Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). *Geothermics*, 17, 719-734.

Gianelli G. e Scandiffio G. (1989). The Latera geothermal system (Italy): chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin. *Geothermics*, 18, 447-463.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Gioncada A. and Sbrana A. (1991). "La Fossa caldera", Vulcano: inferences from deep drillings. *Acta Vulcanologica*, 1, 115-125.

Giggenbach W.F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2749-2765.

Gillot P.Y., Frazzetta G., La Volpe L. (1990). Volcano-tectonic evolution of Vulcano (Aeolian Islands, southern Italy) from geochronological (K-Ar) study. International Volcanological Congress, Mainz, FRG, September 3-8 (abstract).

Guglielminetti M. (1986). Mofete geothermal field. *Geothermics*, 15, 781-790.

Harbaugh J.W. and Bonham-Carter G. (1970). Computer simulation in geology. Wiley Interscience, 574 p.

Howard J.H. (1980). Price and cost estimates for hot water geothermal energy. *Geotherm. Res. Council Trans.*, 4.

Keller J. (1980). The island of Vulcano. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 36, 369-414.

Laurenzi M.A., Brocchini D.I., Principe C., Ferrara G. (1993). Mount Vulture volcano chronostratigraphy and the effectiveness of dating young phlogopites. European Union of Geosciences VII, Strasbourg (abstract)

La Volpe L. e Principe C. (1990). Stratigrafia e storia eruttiva del Monte Vulture: revisione ed aggiornamenti. *Boll. Gruppo Nazionale per la Vulcanologia*, 1989/2, 889-902.

Loddo M., Mongelli F., Pecorini G., Tramacere A. (1982). Prime misure di flusso di calore in Sardegna. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 181-209.

Mahood G. and Hildreth W. (1983). Nested calderas and trap-door uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 11, 722-726.

Minissale A. (1991). The Larderello geothermal field: a review. *Earth-Science Reviews*, 31, 133-151.

Muffler L.J.P. (1973). Geothermal resources. In "United States Mineral Resources" (D.A. Brobst and W.P. Pratt Eds.) U.S. Geol. Survey Prof. Paper 820, 251-261.

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

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Nathenson M. (1975). Physical factors determining the fraction of stored energy recoverable from hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 75-525, 38 p.

Nathenson M. and Muffler L.J.P. (1975). Geothermal resources in hydrothermal convection systems and conduction-dominated areas. In "Assessment of geothermal resources of the United States- 1975" (D.E. White and D.L. Williams Eds.). U.S. Geol. Survey Circular 726, 104-121.

Pala A., Pecorini G., Porcu A., Serra S. (1982 a). Schema geologico strutturale della Sardegna. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 7-24.

Pala A., Pecorini G., Porcu A., Serra S. (1982 b). Geologia e idrogeologia del Campidano. In "Ricerche geotermiche in Sardegna, con particolare riferimento al graben del Campidano", CNR-PFE-RF10, 87-103.

Panichi C., Bolognesi L., Ghiara M.R., Noto P., Stanzione D. (1992). Geothermal assessment of the island of Ischia (Southern Italy) from isotopic and chemical composition of the delivered fluids. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 49, 329-348.

Pichler H. (1976). Carta geologica dell'isola di Lipari (scala 1:10,000). Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Pichler H. (1980). The island of Lipari. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 36, 415-440.

Pivin M. (1992). French low enthalpy geothermal energy, assessment of 10 years of operation. Geothermics, 21, 927-937.

Principe C. (1985). Studio vulcano-tettonico preliminare dell'isola di Lipari. Rapporto Agip, 43 p.

Principe C. and Romano G.A. (1992). GEOCH: Geochemical data of natural fluids from italian active volcanoes under surveillance, data base on EARN/BITNET network by ASTRA service, 2nd Edition.

Rannels J.E. and McLarty L. (1990). Geothermal power generation in the United States. 1985 through 1989. Geotherm. Res. Council Trans., 14, 293-304.

Renner J.L., White D.E., Williams D.L. (1975). Hydrothermal convection systems. In "Assessment of geothermal resources of the United States- 1975" (D.E. White and D.L. Williams Eds.). U.S. Geol. Survey Circular 726, 5-57.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Rojas J., Menjoz A., Martin J.C., Criaud A., Fouillac C. (1987). Development and exploitation of low enthalpy geothermal systems: example of the Dogger in the Paris basin, France. 12th Workshop Geoth. Res. Eng., Stanford CA.

Rosi M., Sbrana A., Principe C. (1983). The Phlegraean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 273-288.

Rosi M., Santacroce R., Sheridan M.F. (1987). Volcanic hazard. In "Somma-Vesuvius" (R. Santacroce, Ed). Quaderni de "La ricerca scientifica", 114, vol. 8, 197-220.

Rosi M., Principe C., Vecchi R. (1993). The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, in stampa.

Silvano A. (1985). La recherche géothermique à l'île de Vulcano. *Géothermie Actualités*, 1, 27-31.

Simsek S. and Okandan E. (1990). Geothermal energy development in Turkey. *Geotherm. Res. Council Trans.*, 14, 257-266.

Sommaruga C. (1984). Le ricerche geotermiche svolte a Vulcano negli anni '50. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 39, 355-366.

Smith R.L. and Shaw H.R. (1975). Igneous-related geothermal systems. In "Assessment of geothermal resources of the United States- 1975" (D.E. White and D.L. Williams Eds.). U.S. Geol. Survey Circular 726, 58-83.

Thunell R., Federman A., Sparks S., Williams D. (1978). The age, origin and volcanological significance of the Y-5 ash layer in the Mediterranean. *Quaternary Res.*, 12, 241-253.

Vezzoli L. (1988). Island of Ischia. Quaderni de "La ricerca scientifica", 114, vol. 10, 133 p.

Watts M.D. (1987). Geothermal exploration of Roccamonfina volcano, Italy. *Geothermics*, 16, 517-528.

Wohletz K. and Heiken G. (1992). *Volcanology and geothermal energy*. University of California Press, 432 p.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

**APPENDICE 1. ANALISI ECONOMICA RELATIVA ALLA GENERAZIONE
GEOTERMoeLETTRICA DIRETTA.**

A1.1. Introduzione

In questa valutazione è stato utilizzato il *discounted cash flow method*, senza prendere in considerazione i benefici sociali ed il risparmio di combustibili importati.

Il costo del kWh geotermico è formato dal totale dei costi di generazione a cui vanno sommati i costi di distribuzione e di trasmissione. In questa analisi vengono esaminati solamente i costi di generazione, che nel panorama economico italiano possono essere considerati interessanti se sufficientemente inferiori alle 150 Lit/kWh. Secondo quanto stabilito dalla deliberazione del 29 aprile 1992 del Comitato Interministeriale dei Prezzi, quest'ultimo è il prezzo di cessione all'ENEL della energia generata mediante impianti geotermici, almeno per i primi 8 anni di esercizio degli impianti.

**A1.2. Ipotesi di base per la valutazione del costo
totale della generazione geotermoelettrica
diretta**

L'analisi economica è stata eseguita considerando i seguenti casi base:

- serbatoio geotermico ad acqua dominante
- temperatura del serbatoio: 230 °C
- profondità media dei pozzi: 1500 m
- rapporto di successo dei pozzi (produttivi/perforati): 2/3
- portata media di ciascuno dei pozzi produttivi: 175 t/h
- rapporto fra pozzi di re-iniezione e pozzi produttivi: 1/3
- distanza media fra pozzi produttivi e pozzi di re-iniezione: 1000 m
- distanza media fra pozzi produttivi e centrale geotermoelettrica: 500 m
- contenuto di gas incondensabili (rispetto al flusso massico totale): 0.50 %
- abbattimento dell'H₂S non necessario
- durata del progetto: 20 anni
- declino medio della produzione: 3%/anno

Per quanto riguarda la potenza della centrale geotermoelettrica vengono considerate le unità da 5 MW e da 15 MW.

Le centrali da 5 MW rappresentano una dimensione piccola; sono state considerate due opzioni: a condensazione e a contropressione. Quest'ultima ha bassi costi di investimento ed è spesso installata all'inizio dello sfruttamento dei campi geotermici.

Le centrali da 15 MW sono una valida alternativa; in effetti unità addizionali da 15 MW sono state installate gradualmente nel corso dello sfruttamento di alcuni campi geotermici, quali Olkaria, Kenya (Bwire-Ojiambo, 1990), Kizildere, Turchia (Simsek and Okandan, 1990), Beowawe,

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Nevada (Rannels and McLarty, 1990) e sono state programmate altrove, come a Zunil, Guatemala (Caicedo and Palma, 1990). Inoltre, sei unità da 15 MW sono attualmente operative in Italia: si tratta di Larderello 2, Gabbro, Radicondoli, Piancastagnaio 2 ed una delle unità delle centrali di Serrazzano e di Lago (Cataldi et al., 1990). D'altra parte le centrali ENEL, nominalmente da 20 MW, producono 20 MW lordi solo in condizioni che non si riscontrano normalmente nei campi geotermici, cioè: pressione di ammissione di 20 bar e contenuto di gas incondensabili dello 1.5 %.

Tutte le centrali geotermoelettriche considerate sono del tipo a *single flash*; è stato adottato un rendimento medio pari a 0.74 rispetto alla trasformazione iso-entropica ideale.

L'analisi di sensibilità è stata eseguita per i seguenti parametri:

- temperatura di serbatoio: fra 190 e 250 °C;
- portata media di ciascuno dei pozzi produttivi: da 100 a 325 t/h;
- profondità media dei pozzi: da 1000 a 2500 m;
- rapporto di successo dei pozzi: 1/1; 2/3; 1/2;
- tasso di sconto: dal 5 al 15 %.

La portata necessaria per produrre 5 MW sia per la centrale a condensazione che per quella a contropressione è riportata in tabella A1.1; questa informazione permette di calcolare il numero dei pozzi produttivi necessari in base al valore ipotizzato per la portata media di ciascun pozzo.

La condizione di *single flash* è stata scelta in modo che la temperatura di *flash* sia la media aritmetica fra la temperatura di serbatoio e:

- la temperatura di condensazione di 45 °C (pressione di condensazione 0.10 bar)
- oppure la temperatura di 100 °C, per l'unità a contropressione.

A1.3. Valutazione dei costi

A1.3.1. Costi di investimento per i casi base

Esplorazione di superficie: Si considera che il costo globale di tutte le attività di esplorazione di superficie (che includono investigazioni geologiche, geochimiche e geofisiche) sia pari a 500,000 US\$. Questa somma è considerata la stessa in tutti i casi e potrebbe raggiungere un massimo di 800,000 US\$.

Perforazioni profonde: Il numero dei pozzi profondi da perforare è stato valutato considerando:

- il numero di pozzi produttivi necessari,
- il rapporto fra il numero dei pozzi di re-iniezione e il numero dei pozzi produttivi,
- il rapporto di successo delle perforazioni.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Nei casi base si ottiene quanto segue:

- Unità da 5 MW a controcompressione;
portata necessaria 400 t/h;
3 pozzi di produzione;
1 pozzo di re-iniezione;
1 pozzo sterile;
5 pozzi perforati in totale.
- Unità da 5 MW a condensazione;
portata necessaria 250 t/h;
2 pozzi di produzione;
1 pozzo di re-iniezione;
1 pozzo sterile;
4 pozzi perforati in totale.
- Unità da 15 MW a condensazione;
portata necessaria 750 t/h;
5 pozzi di produzione;
2 pozzi di re-iniezione;
3 pozzi sterili;
10 pozzi perforati in totale.

Il costo dei pozzi geotermici è calcolato in funzione della profondità, in base sia a dati pubblicati (Carson and Lin, 1981; Chappel et al., 1979; Howard, 1980) e opportunamente modificati per tenere conto del tasso di inflazione, sia alla esperienza personale della società. Una stima approssimata dei costi di perforazione inclusivi delle prove di produzione preliminari è ottenibile dalla relazione (per profondità maggiori di 500 m):

$$C = e (0.0007884 D + 13.155)$$

dove C è il costo in US\$ 1991 e D è la profondità in m. Per i casi base il costo medio di ciascun pozzo (profondità 1500 m) è stimato in US\$ 1,700,000. Ne consegue che i costi totali di perforazione sono:

- 8,500,000 US\$ per l'unità da 5 MW a controcompressione (totale 5 pozzi);
- 6,800,000 US\$ per l'unità da 5 MW a condensazione (totale 4 pozzi);
- 17,000,000 US\$ per l'unità da 15 MW a condensazione (totale 10 pozzi).

Ingegneria di serbatoio e sistema di adduzione-reiniezione (gathering system): la valutazione accurata dei costi del gathering system è difficile poichè dipende dalla morfologia del terreno. In prima approssimazione si è considerato:

- un costo di 450 US\$/m per i vapordotti ($\phi = 350$ mm) che collegano i pozzi produttivi alla centrale;
- un costo di 270 US\$/m per le tubazioni ($\phi = 200$ mm) che vanno ai pozzi di re-iniezione.

Si è considerato che l'impianto di separazione e la stazione di pompaggio abbiano un costo totale di 300,000 US\$ per ciascun pozzo produttivo, mentre le spese per le prove di ingegneria di serbatoio sono state valutate in 50,000 US\$ per ciascun pozzo produttivo.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Costruzione e installazione della centrale: il costo di una centrale geotermoelettrica varia sensibilmente in funzione di differenti parametri quali: potenza, pressione di vapore in uscita, contenuto di gas, ecc.

Il costo di una centrale a contropressione da 5 MW può essere valutato in 3,000,000 US\$. Considerando le operazioni di montaggio, opere civili, sottostazioni, ecc., il costo totale dovrebbe aggirarsi attorno ai 4,500,000 US\$.

La stima del costo di una centrale a condensazione da 5 MW è più difficile perchè questa non è una dimensione standard. E' stato pertanto considerato il costo delle unità geotermiche standard a condensazione da 35 e 55 MW (Laxmidas e Popat, 1988) e si è utilizzato un fattore di scala per tener conto della diversa potenza. In base a queste ipotesi, il costo di una unità a condensazione da 5 MW inclusiva delle torri di raffreddamento dovrebbe essere di circa 12,500,000 US\$.

Analogamente il costo di una centrale geotermica a condensazione da 15 MW è stato valutato in 26,000,000 US\$.

Mitigazione dell'impatto ambientale: del costo delle tubazioni di re-iniezione e della stazione di pompaggio si è già detto. Si assume che non vi sia nessun costo addizionale per abbattimento di gas incondensabili e altri potenziali inquinanti atmosferici. Bisogna sottolineare che le unità a contropressione producono un pennacchio ben visibile che può causare un impatto paesaggistico.

A1.3.2. Costi operativi e di manutenzione

Manutenzione straordinaria: in questa voce si considerano le spese per la perforazione dei 'nuovi' pozzi, cioè dei pozzi che sono necessari per mantenere il valore richiesto della portata di fluido geotermico nel corso della vita della centrale geotermoelettrica. Il numero di questi 'nuovi' pozzi ed il momento in cui è necessaria la loro perforazione sono stati valutati assumendo un declino della portata di fluido geotermico del 3% su base annua. Nel condurre questa valutazione si è considerato che è disponibile sempre un eccesso di produzione, sicché la centrale geotermoelettrica può sempre operare a pieno carico. Prima del declino della produzione sotto la portata richiesta, un 'nuovo' pozzo produttivo viene perforato per risalire al di sopra di tale valore. Nei casi base, la perforazione di un 'nuovo' pozzo è necessaria

- al nono anno per l'unità a contropressione da 5 MW
- al dodicesimo anno per l'unità a condensazione da 5 MW
- all'ottavo e al dodicesimo anno per l'unità a condensazione da 15 MW.

Costi di manutenzione ordinaria: la natura dei serbatoi geotermici generalmente garantisce un rifornimento continuo e prolungato alla centrale, che può operare con un fattore di carico di circa 85-95%, corrispondente a 7500-8300 ore/anno. Per questa ragione, sono in genere possibili la

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

automatizzazione ed il controllo remoto della centrale geotermoelettrica, il cui funzionamento richiede perciò un personale limitato. La automatizzazione ed il controllo remoto sono particolarmente vantaggiosi nel caso in cui le caratteristiche del campo geotermico impongono la costruzione di diverse e relativamente piccole unità di produzione.

D'altro lato, il vapore geotermico, per sua natura, trasporta impurezze e contiene composti chimici. Questo fatto comporta (anche nel caso di centrali alimentate in maniera indiretta) la revisione periodica delle parti meccaniche, in particolare delle pale delle turbine. Tale revisione avviene mediamente ogni 8,000-10,000 ore di operazione, ma l'interruzione è generalmente molto breve, dell'ordine di alcuni giorni.

Il costo del personale necessario ad operare la centrale geotermoelettrica può diventare rilevante per centrali di piccola potenza. I normali costi operativi per centrali geotermoelettriche di alta potenza sono di circa 5-7 millesimi di US\$ per kWh prodotto.

Nel nostro caso i costi operativi inclusivi della manutenzione ordinaria sono stati stimati in circa 550,000 US\$/anno per le unità da 5 MW e in circa 700,000 US\$/anno per l'unità da 15 MW.

A1.3.3. Costi finanziari

Non è facile fornire numeri reali relativi ai costi finanziari globali, poichè non solamente la dimensione di una centrale geotermoelettrica ma anche le tasse, il tasso di interesse ed il periodo di ammortamento legale varia grandemente da un progetto all'altro.

Come già detto è stato eseguito un approccio economico assumendo:

- nessuna tassa
- un tasso di sconto reale (del 10% nel caso base)
- una durata del progetto di 20 anni.

A1.3.4. Tempi

I costi di esplorazione superficiale sono riferiti all'anno 0.

La perforazione di ciascun pozzo richiede un tempo di 4 mesi e i pozzi vengono eseguiti con un'unica sonda di perforazione.

L'ordine della centrale geotermoelettrica avviene dopo la perforazione di 3 pozzi, cioè 1 anno dopo l'inizio del progetto.

La costruzione e l'installazione della centrale e del *gathering system* richiede 2 anni dall'ordine.

L'esborso del capitale va di pari passo con la esecuzione dei lavori.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

**A1.4. Costo della generazione geotermoelettrica
diretta: casi base e analisi di sensibilità**

Il costo del kWh nei casi base considerati è il seguente:

Centrale da 5 MW a contropressione:

- 7.55 US¢ / kWh di cui
- 4.05 US¢ / kWh per costi di campo (esplorazione, perforazione, manutenzione straordinaria),
 - 2.65 US¢ / kWh per costi di superficie (*gathering system*, centrale elettrica),
 - 0.85 US¢ / kWh per costi di manutenzione ordinaria.

Centrale da 5 MW a condensazione:

- 7.97 US¢ / kWh di cui
- 2.83 US¢ / kWh per costi di campo,
 - 4.29 US¢ / kWh per costi di superficie,
 - 0.85 US¢ / kWh per costi di manutenzione ordinaria.

Centrale da 15 MW a condensazione:

- 5.65 US¢ / kWh di cui
- 2.17 US¢ / kWh per costi di campo,
 - 2.91 US¢ / kWh per costi di superficie,
 - 0.57 US¢ / kWh per costi di manutenzione ordinaria.

La sensibilità del costo del kWh alle differenti variabili considerate può essere valutata esaminando gli *spider plots* di Fig. A1.1, A1.2 e A1.3, nei quali il punto centrale si riferisce a ciascuno dei casi base.

In ascissa sono riportati i valori considerati di ciascuna variabile indipendente in termini di differenza percentuale rispetto al valore del caso base. Ciascuna linea sullo *spider plot* mostra come varia il costo del kWh in risposta alle variazioni di ciascuna variabile indipendente, mentre le altre variabili indipendenti rimangono costanti. Quanto più è ripida la linea, tanto più il costo del kWh è sensibile a quella variabile.

La temperatura del serbatoio è la variabile che determina le maggiori variazioni nel costo del kWh prodotto.

Il costo del kWh generato dalle unità da 5 MW, nei casi base, è di circa 7.5 US¢ per la centrale a contropressione e di circa 8 US¢ per quella a condensazione.

La scelta fra questi due possibili tipi di centrale dipende essenzialmente dalle condizioni del serbatoio geotermico. L'esame delle Fig. A1.1 e A1.2 dimostra chiaramente che un aumento della temperatura di serbatoio favorisce l'unità a contropressione, mentre nel caso di un serbatoio più profondo l'unità a condensazione è più competitiva. In generale, dal punto di vista dei costi di investimento, l'unità a contropressione ha costi di perforazione più elevati, mentre l'unità a condensazione richiede maggiori investimenti per la centrale.

Bisogna sottolineare che le unità a condensazione sfruttano i fluidi geotermici più efficientemente, pertanto,

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

in una prospettiva a lungo termine, questa soluzione risulta essere la più vantaggiosa.

Nell'ottica di una società che decida di produrre in Italia energia geotermoelettrica, per venderla all'ENEL al prezzo di 12.5 US¢/kWh (pari a 150 Lit/kWh, vedi Introduzione), è evidente che i costi di generazione possono essere considerati economicamente interessanti solo se sufficientemente inferiori a tale cifra. Anche se questo vincolo economico è abbastanza flessibile, dipendendo dalle scelte soggettive dell'operatore ipotetico, ci sembra quindi ragionevole considerare economicamente sfruttabili, per fini di generazione geotermoelettrica diretta, quelle risorse geotermiche localizzate a profondità inferiori a 3 km e di temperatura ≥ 200 °C.

Reservoir Temperature °C	Flash Temperature Back Pressure °C	Flash Temperature Condensing °C	Flash Pressure Back Pressure Bar	Flash Pressure Condensing Bar	Steam Flow to Produce 5 MW Back Pressure T/H	Steam Flow to Produce 5 MW Condensing T/H	Total Flow From Wells Back Pressure T/H	Total Flow From Wells Condensing T/H
250	175,8	152	9,1	5,1	64,1	42,3	304	200
230	166	143,5	7,2	4	71,8	45	397	249
210	156	133,5	5,6	3	82,1	48,9	720	313,5
190	146	123,2	4,3	2,2	97,1	54,1	1079	410

Tab. A1.1. Portata di fluido geotermico necessaria per produrre 5 MW sia per la centrale a condensazione che per quella a contropressione.

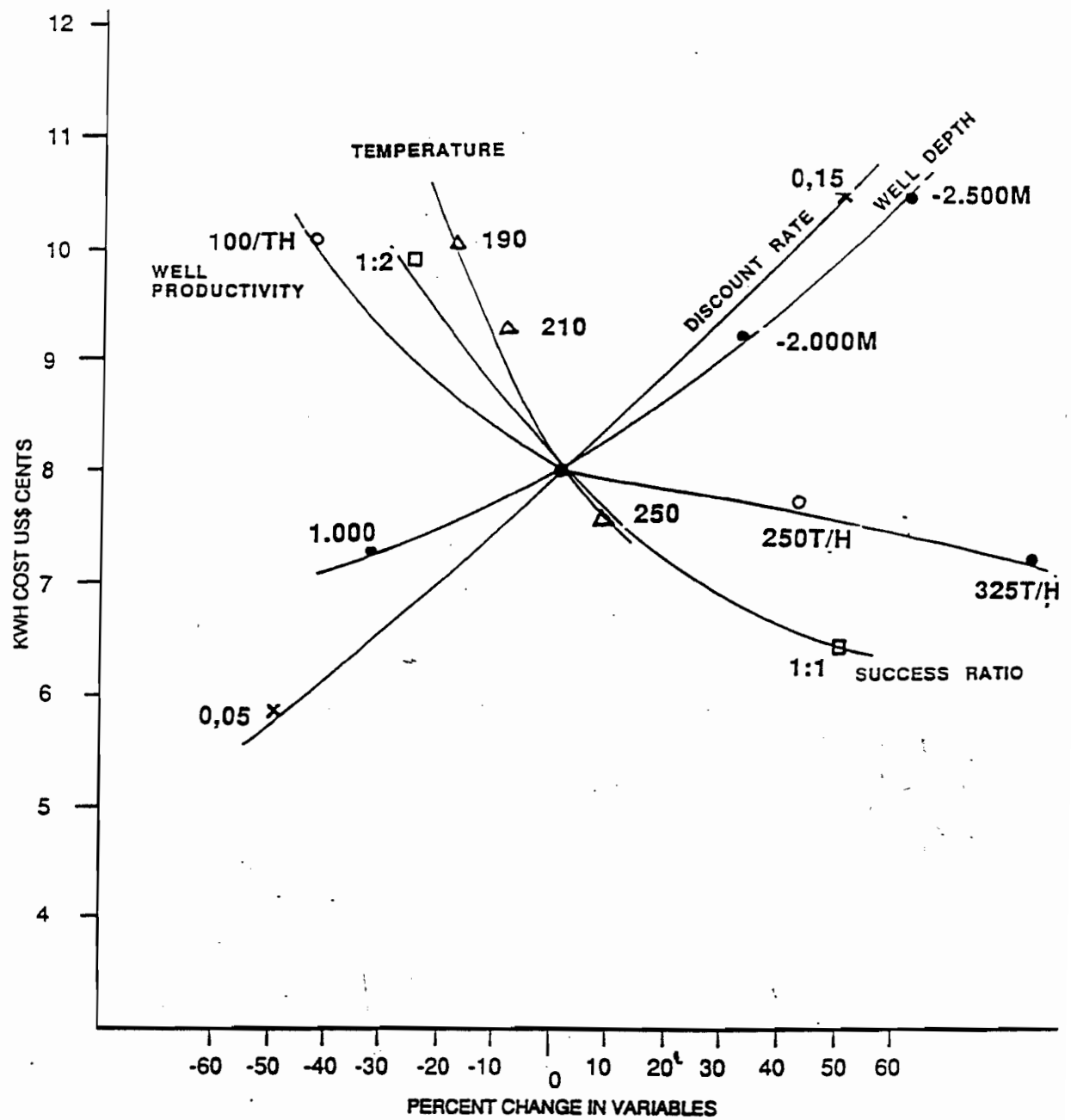


Fig. A1.1. Sensibilità del costo del kWh alle differenti variabili considerate nel caso di una centrale da 5 MW a contropressione.

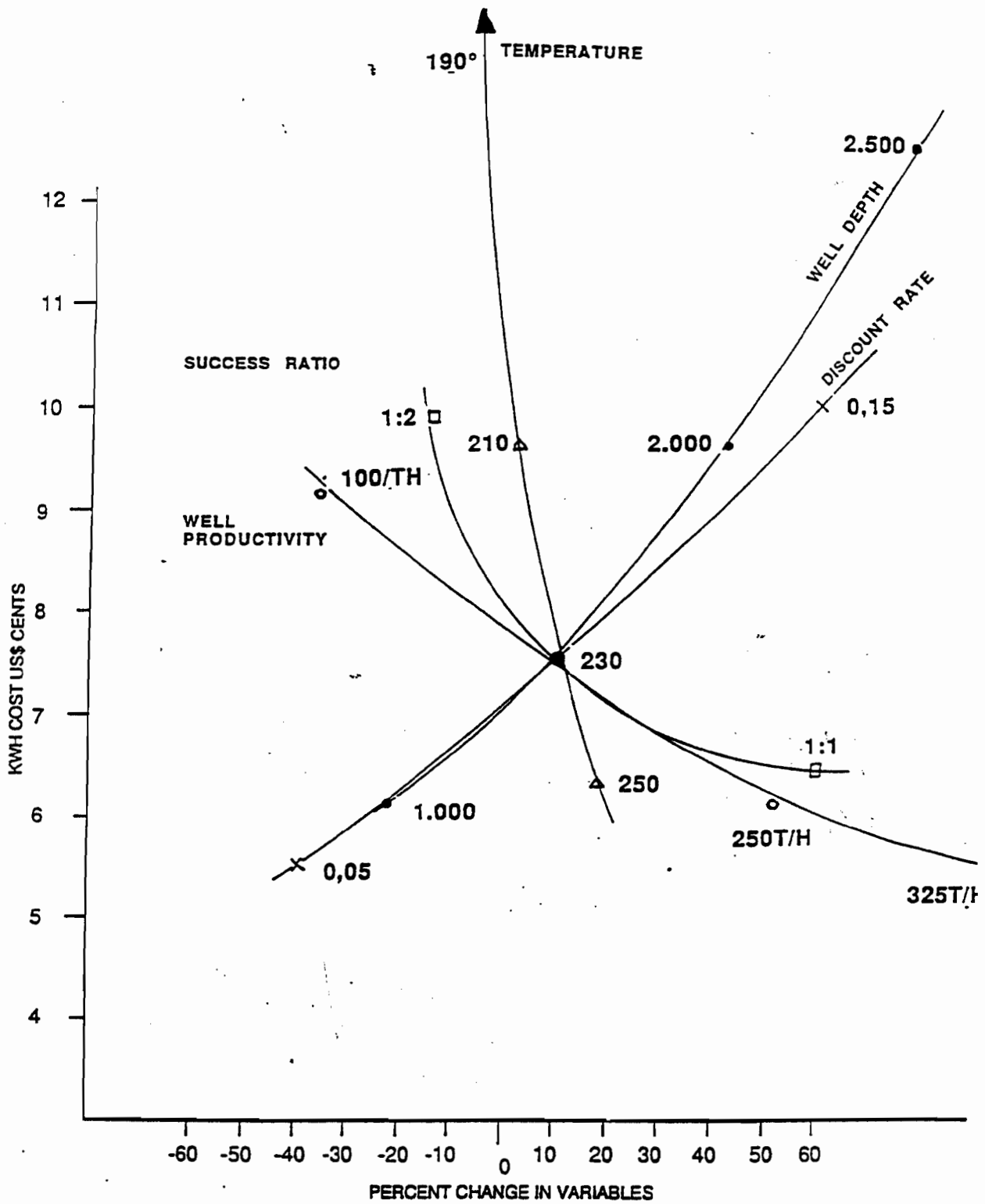


Fig. A1.2. Sensibilità del costo del kWh alle differenti variabili considerate nel caso di una centrale da 5 MW a condensazione.

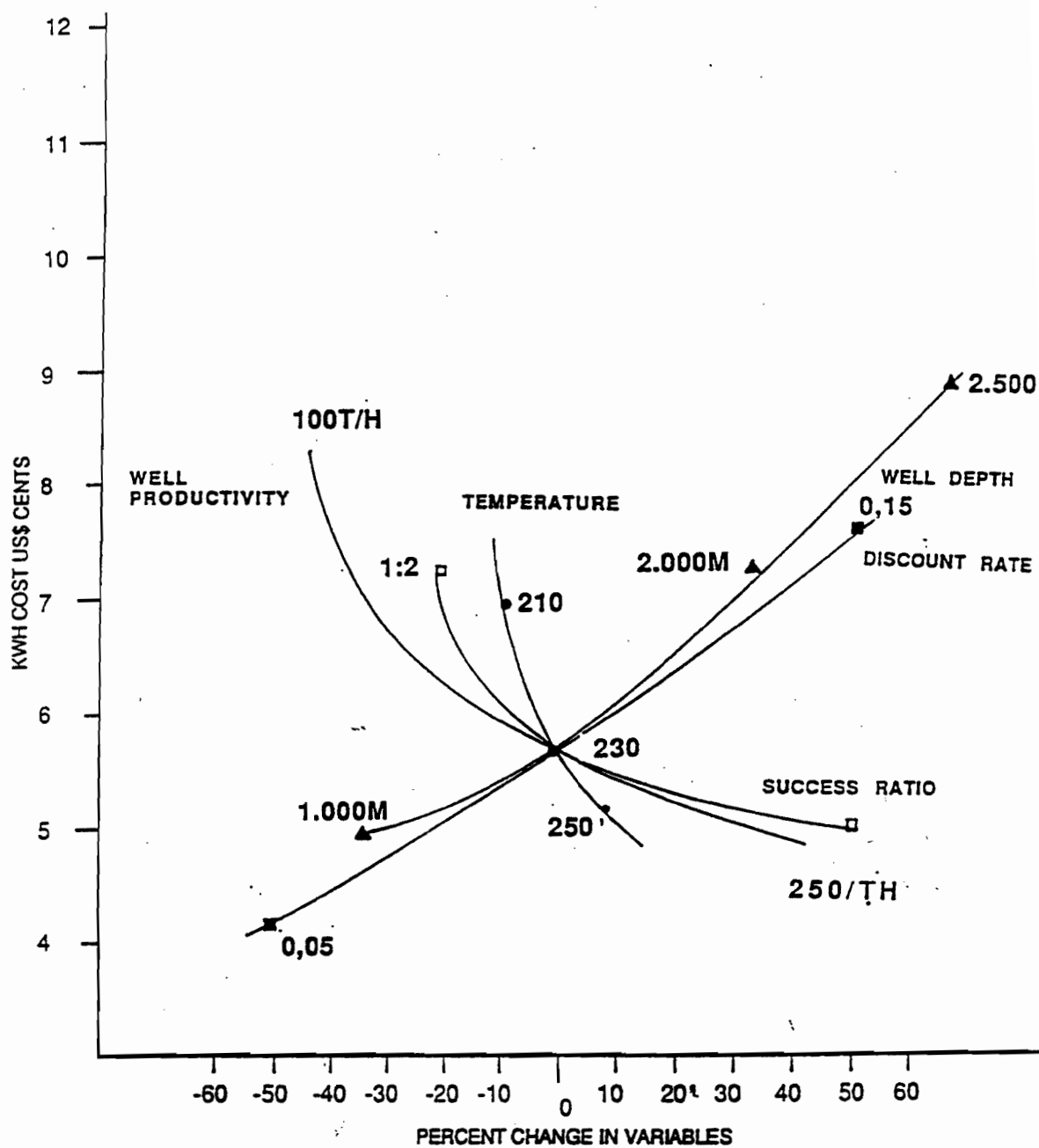


Fig. A1.3. Sensibilità del costo del kWh alle differenti variabili considerate nel caso di una centrale da 15 MW a condensazione.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

**APPENDICE 2. ANALISI ECONOMICA DI UN PROGETTO DI
GENERAZIONE GEOTERMoeLETTICA MEDIANTE CICLO
BINARIO.**

A2.1. Introduzione

Questa analisi economica è stata eseguita seguendo la stessa procedura dell'Appendice 1, alla quale si rimanda per la maggior parte dei dettagli, mentre in questa Appendice 2 sono commentate solamente le caratteristiche più specifiche del caso in esame.

A2.2. Ipotesi di base per la valutazione del costo totale della generazione geotermoelettrica mediante ciclo binario

L'analisi economica è stata eseguita considerando il seguente caso base:

- serbatoio geotermico ad acqua dominante
- temperatura del serbatoio: 130 °C
- profondità media dei pozzi: 800 m
- rapporto di successo dei pozzi (produttivi/perforati): 2/3
- portata media di ciascuno dei pozzi produttivi: 200 t/h
- rapporto fra pozzi di re-iniezione e pozzi produttivi: 1/3
- distanza media fra pozzi produttivi e pozzi di re-iniezione: 500 m
- distanza media fra pozzi produttivi e centrale geotermoelettrica: 500 m
- durata del progetto: 20 anni
- declino medio della produzione: 3%/anno
- potenza della centrale geotermoelettrica: 5 MW.

L'analisi di sensibilità è stata eseguita per i seguenti parametri:

- temperatura di serbatoio: fra 110 e 170 °C;
- portata media di ciascuno dei pozzi produttivi: da 100 a 300 t/h;
- profondità media dei pozzi: da 500 a 2000 m;
- rapporto di successo dei pozzi: 1/1; 2/3; 1/2;
- tasso di sconto: dal 5 al 15 %.

La portata di liquido geotermico (a temperatura nota) necessaria per produrre 5 MW mediante la centrale a ciclo binario è stata valutata facendo riferimento al grafico di Fig. A2.1 e considerando che l'acqua di raffreddamento abbia una temperatura di 10 °C. Nel caso base si tratta di 910 t/h. Si è inoltre assunto che il raffreddamento del liquido geotermico fra il serbatoio e la centrale sia trascurabile.

Il numero dei pozzi produttivi necessari è stato poi calcolato in base:

- alla portata di liquido geotermico necessaria,
- al valore ipotizzato per la portata media di ciascun pozzo (200 t/h nel caso base)

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

A2.3. Valutazione dei costi

A2.3.1. Costi di investimento per i casi base

Esplorazione di superficie: Si è considerato che il costo globale di tutte le attività di esplorazione di superficie (geologia, geochimica e geofisica) sia pari a 300,000 US\$. Questa somma è considerata la stessa in tutti i casi.

Perforazioni profonde: Anche in questo caso il numero dei pozzi profondi da perforare è stato valutato considerando:

- il numero di pozzi produttivi necessari,
- il rapporto fra il numero dei pozzi di re-iniezione e il numero dei pozzi produttivi,
- il rapporto di successo delle perforazioni.

Nel caso base si ottiene:

- portata necessaria 910 t/h;
 - 5 pozzi di produzione;
 - 2 pozzi di re-iniezione;
 - 3 pozzi sterili;
 - 10 pozzi perforati in totale.

Il costo dei pozzi geotermici è calcolato come specificato nell'Appendice 1. Nel caso base il costo medio di ciascun pozzo (profondità 800 m) è stimato in US\$ 970,000. I costi totali di perforazione sono pertanto di 9,700,000 US\$.

Ingegneria di serbatoio e gathering system: per il *gathering system* si è considerato un costo di 250 US\$/m per tutte le tubazioni ($\phi = 250$ mm).

I costi della stazione di pompaggio e le spese per le prove di ingegneria di serbatoio sono stati valutati in 100,000 US\$ per ciascun pozzo produttivo.

Costruzione e installazione della centrale: il costo di una centrale a ciclo binario da 5 MW, comprensivo della sua installazione, è stato valutato in 6,500,000 US\$. Tale costo, che include anche quello dello scambiatore di calore liquido geotermico/liquido organico, è stato mantenuto costante in tutti i casi esaminati. Anche se le dimensioni e quindi il costo dello scambiatore variano in funzione della portata di fluido geotermico necessaria, si è considerato che tali variazioni non incidano significativamente sul costo globale della centrale.

Mitigazione dell'impatto ambientale: si valuta che non vi sia nessun costo addizionale oltre a quello delle tubazioni di re-iniezione e della stazione di pompaggio di cui si è già detto.

A2.3.2. Costi operativi e di manutenzione

Manutenzione straordinaria: nel caso base, la perforazione dei 'nuovi' pozzi (cioè dei pozzi necessari per mantenere il valore richiesto della portata di fluido geotermico,

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

considerando un suo declino del 3% su base annua) è prevista al quarto, decimo e diciassettesimo anno.

Costi di manutenzione ordinaria: i costi operativi inclusivi della manutenzione ordinaria sono stati stimati in circa 550,000 US\$/anno.

A2.3.3. Costi finanziari

Come in Appendice 1, si è assunto che nessuna tassa gravi sul progetto, la cui durata è di 20 anni. Nel caso base si è considerato un tasso di sconto del 10%.

A2.3.4. Tempi

Sono state considerate per lo più le stesse ipotesi di Appendice 1, ossia:

- costi di esplorazione superficiale riferiti all'anno 0,
- pozzi eseguiti con un'unica sonda di perforazione,
- ordine della centrale geotermoelettrica dopo la perforazione di 4 pozzi, cioè 1 anno dopo l'inizio del progetto,
- tempo per costruzione e installazione della centrale e del *gathering system*: 2 anni dall'ordine
- esborso del capitale di pari passo con la esecuzione dei lavori.

Si è invece considerato che il tempo necessario per la perforazione di un pozzo sia di 3 mesi (anzichè i 4 di Appendice 1) a causa delle minori profondità.

A2.4. Costo della generazione geotermoelettrica mediante ciclo binario: caso base e analisi di sensibilità

Il costo del kWh nel caso base considerato è di 7.07 US¢ / kWh di cui

- 3.91 US¢ / kWh per costi di campo (esplorazione, perforazione, manutenzione straordinaria),
- 2.36 US¢ / kWh per costi di superficie (*gathering system*, centrale elettrica),
- 0.80 US¢ / kWh per costi di manutenzione ordinaria.

Lo *spider plot* di Fig. A2.2 (nel quale il punto centrale si riferisce al caso base) permette di valutare la sensibilità del costo del kWh alle differenti variabili considerate.

Le maggiori variazioni nel costo del kWh prodotto sono causate dalla temperatura e dal tasso di sconto.

Ammettendo che i costi di generazione siano economicamente interessanti se sufficientemente inferiori al prezzo di cessione all'ENEL (12.5 US¢ / kWh pari a 150 Lit/kWh) è ragionevole considerare economicamente

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

sfruttabili mediante ciclo binario quelle risorse geotermiche localizzate a profondità inferiori a 1.5 km e di temperatura compresa fra poco più di 100 °C e 200 °C

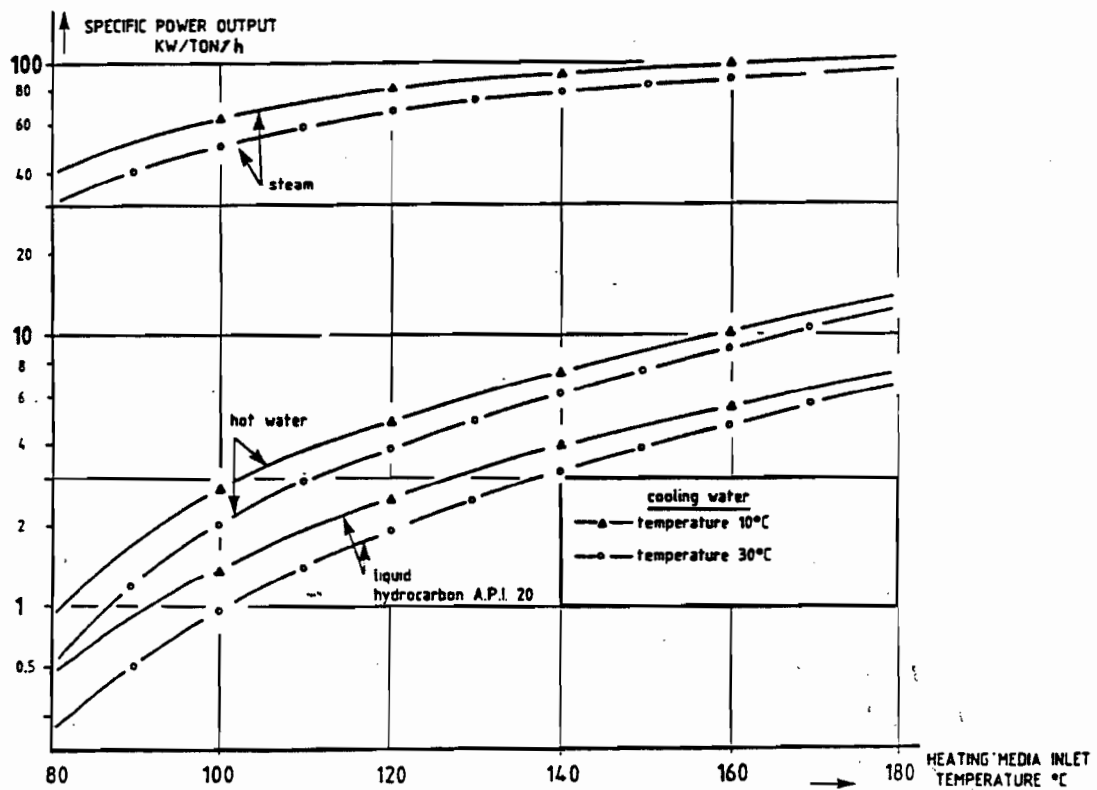


Fig. A2.1. Diagramma di correlazione fra temperatura del fluido inviato in una centrale a ciclo binario ORMAT ed energia specifica prodotta.

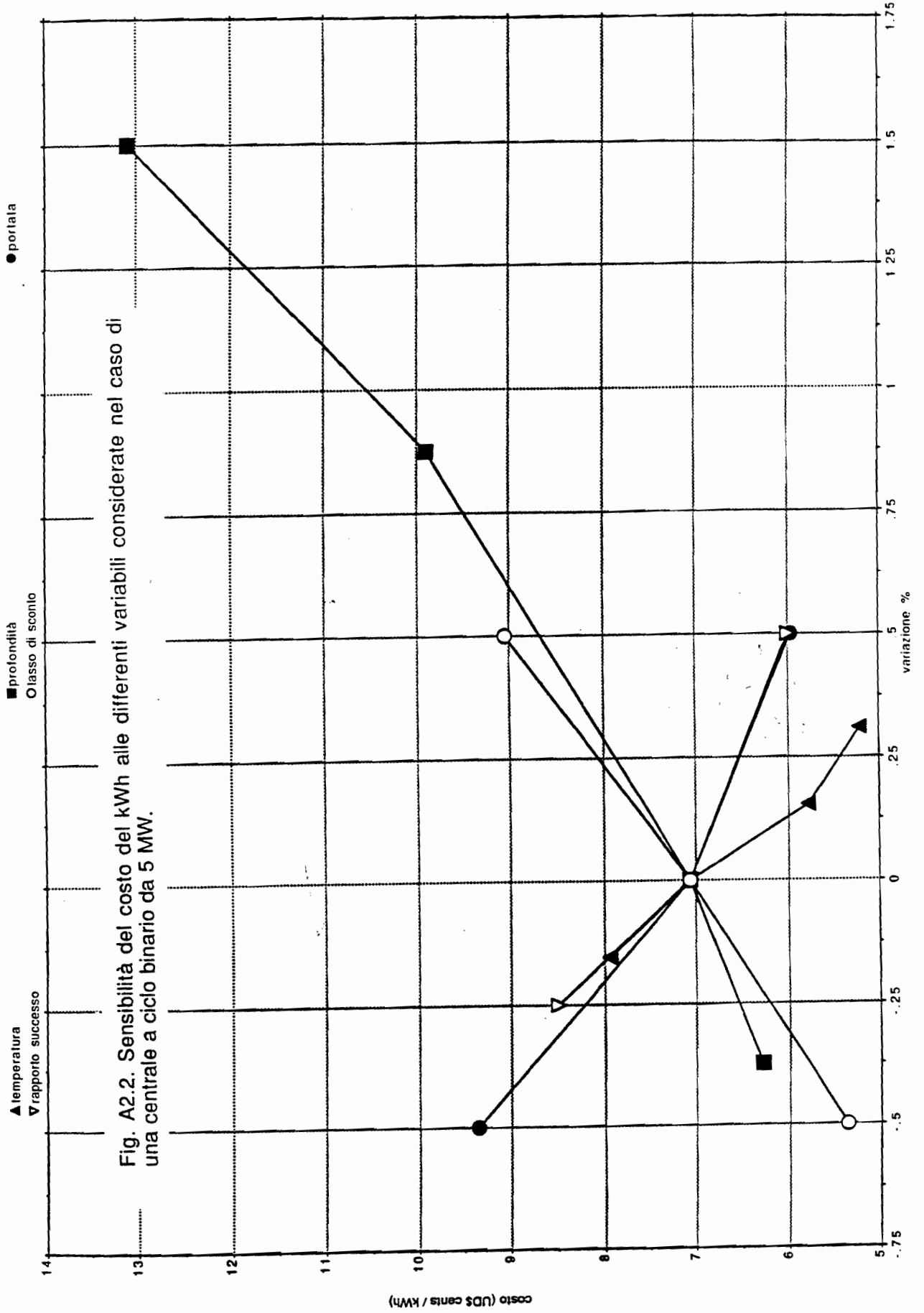


Fig. A2.2. Sensibilità del costo del kWh alle differenti variabili considerate nel caso di una centrale a ciclo binario da 5 MW.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

**APPENDICE 3. VALUTAZIONE DEL FLUSSO TERMICO CONVETTIVO
NATURALE PER SORGENTI E POZZI TERMALI.**

In questa appendice viene valutato il flusso termico convettivo naturale per le sorgenti ed i pozzi termali con $30 \leq T \leq 100$ °C, classificabili come riserve geotermiche di categoria C, di cui è nota sia la portata sia la temperatura.

Come già specificato nel paragrafo 2.1.1, la potenza geotermica convettiva, viene calcolata in base alla portata massica (Q , g/s), al calore specifico ($c = 4.186$ J/g °C) ed alla temperatura (T , °C) del liquido scaricato alla superficie, utilizzando la relazione seguente:

$$W = Q c (T - T_0)$$

dove T_0 viene convenzionalmente considerato uguale a 25 °C.

I risultati sono riportati in Tabella A3.1; nonostante l'incompletezza di questa tabella, derivante dalla mancanza del dato di portata per numerose manifestazioni termali, è interessante osservare che:

- la potenza geotermica convettiva globale è di 297 MWt;
- i pozzi dell'area euganea costituiscono, nel loro insieme, il 68 % di questa potenza, mentre la sola sorgente termale dei Bagni di Saturnia ne spiega l'11 %.

Tab. A3.1. Potenza geotermica convettiva naturale per le sorgenti ed i pozzi termali con $30 \leq T \leq 100 \text{ }^\circ\text{C}$, di cui è nota sia la portata sia la temperatura.

	Provincia	Comune	Sorgente	T (°C)	Q (l/s)	W (kWt)
1	Aosta	Pre-Saint-Didier				
2	Cuneo	Vinadio	Bagni I-2B	36.5	2.0	96
3	Cuneo	Valdieri	Terme II-1D	48.0	7.0E-1	67
4	Cuneo	Valdieri	Terme II-2	48.8	9.0E-1	90
5	Cuneo	Valdieri	Terme II-3D	63.0	1.3	207
6	Cuneo	Valdieri	Terme II-4	60.4	3.5	519
7	Alessandria	Acqui Terme	La Bollente	55.4	5.0E-1	64
8	Alessandria	Acqui Terme	Iago delle sorgenti	70.5	8.5	1619
9	Sondrio	Valdidentro	San Martino	56.0	6.7	869
10	Sondrio	Valdidentro	Cinlaccia	37.4	20.0	1038
11	Sondrio	Valdidentro	Pliniana	38.1	2.0	110
12	Sondrio	Valdidentro	Zampillo	36.6	1.0	49
13	Sondrio	Valdidentro	Ostrogoti	37.0	8.0E-1	40
14	Sondrio	Valdidentro	Nibelunghi	35.1	5.0E-1	21
15	Sondrio	Valdidentro	Bagni Romani	36.1	2.0E-1	9
16	Sondrio	Valdidentro	Cassiodora	36.8	20.0	988
17	Sondrio	Valmasino	Bagni del Masino	37.1	15.0	760
18	Brescia	Sirmione	Bagni del Masino	38.0	1.0	54
19	Padova	AREA EUGANEA	Grotte di Catullo	65.0	3.0	502
20	Venezia	S.Michele al Tagl.	Insieme pozzi	73.0	1000.0	200928
21	Udine	Latisana	Pozzo N.2	43.2	1.8	137
22	Udine	Latisana	Pozzo N.5	35.0	1.0	42
23	Udine	Latisana	Pozzo N.6	39.0	2.3	135
24	Parma	Corniglio	Pozzo N.7	40.6	4.0	261
25	Bologna	Porretta Terme	Pozzo Milano	39.8	2.5	155
26	Bologna	Porretta Terme	Bove	35.5	1.8	79
27	Bologna	Porretta Terme	Donzelle	35.0	5.0E-1	21
28	Bologna	Porretta Terme	Leone	36.0	5.0E-1	23
29	Bologna	Porretta Terme	Marte	36.0	1.3	60
30	Lucca	Pieve Fosciana	Insieme sorgenti	45.0	12.5	1046
31	Lucca	Bagni di Lucca	Prà di Lama	38.0	2.0	109
32	Lucca	Bagni di Lucca	Doccione A	54.0	3.0E-1	36
33	Lucca	Bagni di Lucca	Bagno alla Villa	39.0	9.0E-1	53
34	Lucca	Bagni di Lucca	Docce Basse	33.0	6.0E-1	20
35	Lucca	Bagni di Lucca	Varraud	34.0	5.0E-1	19
36	Lucca	Bagni di Lucca	Cova	35.0	4.0E-1	17
37	Lucca	Bagni di Lucca	Bernabò A	38.4	3.0E-1	17
38	Lucca	Bagni di Lucca	Demidoff	45.0	7.0E-1	59
39	Pistoia	Montecatini Terme	Bagno S.Giovanni	38.0	5.0E-1	27
40	Pisa	S.Giuliano Terme	Leopoldina	32.5	9.0	283
41	Pisa	S.Giuliano Terme	di Ponente	39.5	12.0	728
42	Pisa	Casciana Terme	Bagni di Levante	40.5	150.0	9732
43	Siena	Asciano	Bagni	35.0	60.0	2512
44	Siena	Radicondoli	Bagni Montalceto	33.0	5.0E-1	17
45	Siena	Murlo	Bagni Gallerai	30.0	2.0	42
			Bagnoli Montisi	34.0	10.0	377

Tab. A3.1. (segue)

	Provincia	Comune	Sorgente	T (°C)	Q (l/s)	W (kWt)
43	Sienna	Asciano	Bagni Montalceto	33.0	5.0E-1	17
44	Sienna	Radicondoli	Bagni Galleraie	30.0	2.0	42
45	Sienna	Murlo	Bagnoli Montisi	34.0	10.0	377
46	Sienna	Murlo	Acqua del Doccio	37.0	1.5	75
47	Sienna	Monticiano	Molino del Tifo	37.0	3.0E-1	15
48	Sienna	Monticiano	Bagni Petriolo	42.0	3.0	213
49	Sienna	S. Quirico d'Orcia	Bagno Vignoni	41.2	20.0	1356
50	Sienna	S. Casciano Bagni	Montesano	36.5	5.0E-1	24
51	Sienna	S. Casciano Bagni	Bagno Grande	41.5	17.0	1174
52	Sienna	S. Casciano Bagni	Casetta Bagno G.	41.0	3.5	234
53	Sienna	S. Casciano Bagni	Acqua Passante	36.5	3.0E-1	14
54	Sienna	S. Casciano Bagni	Bagno Bossolo	38.5	1.2	68
55	Sienna	S. Casciano Bagni	Acqua della Gora	42.5	2.3	168
56	Sienna	S. Casciano Bagni	Santa Lucia	32.5	7.0E-1	22
57	Sienna	S. Casciano Bagni	Sassone	38.0	1.5	82
58	Sienna	S. Casciano Bagni	Podere Felsina	41.0	3.5	234
59	Sienna	S. Casciano Bagni	Doccia Festa	42.0	6.5	463
60	Sienna	S. Casciano Bagni	La Grotta	37.5	1.7	89
61	Sienna	S. Casciano Bagni	Sant'Antonio	36.5	2.0E-1	10
62	Sienna	S. Casciano Bagni	Bagno Tesya	42.0	2.8	199
63	Sienna	S. Casciano Bagni	della Piscina	41.0	2.1	141
64	Sienna	S. Casciano Bagni	Podere Pantano	35.0	5.0E-1	21
65	Sienna	S. Casciano Bagni	Podere Piscina	41.0	1.5	100
66	Sienna	S. Casciano Bagni	Bagno a Lotino	40.0	2.0	126
67	Sienna	S. Casciano Bagni	Fosso Grossano	39.0	2.0	117
68	Sienna	S. Casciano Bagni	Bagno Fraticelli	38.0	1.8	98
69	Sienna	Sienna	Acqua Borra	36.8	1.8	89
70	Sienna	Castiglione d'Orcia	Bagni San Filippo	49.0	15.0	1507
71	Sienna	Rapolano Terme	S. Giovanni	38.0	20.0	1088
72	Sienna	Rapolano Terme	Madonna a Colle	30.8	1.5	36
73	Grosseto	Manciano	Bagni Saturnia	38.2	600.0	33153
74	Grosseto	Pitigliano	Valle Orentina	38.0	1.0	54
75	Grosseto	Monterotondo M.mo	Bagnolo	37.0	1.0	50
76	Grosseto	Monterotondo M.mo	Pelaghe	33.3	3.0	104
77	Grosseto	Grosseto	Caldanelle	35.0	10.0	419
78	Grosseto	Grosseto	Poggetti Vecchi	37.0	10.0	502
79	Grosseto	Grosseto	Bagno di Roselle	36.0	10.0	460
80	Viterbo	Montalto Castro	Pozzo Paglieto	39.0	1.5	88
81	Viterbo	Canino	Monte Doganella	47.0	1.3	120
82	Roma	Civitavecchia	Ficoncella	53.7	3.0	360
83	Roma	Tolfa	Bagnarello	44.5	3.0	245
84	Roma	Canale Monterano	Bagnarello	54.0	1.4	170

Tab. A3.1. (segue)

	Provincia	Comune	Sorgente	T (°C)	Q (l/s)	W (kwt)
85	Roma	Bracciano	Terme Apollinari	49.0	1.0	100
86	Roma	Anguillara S.	Pozzo La Pescara	30.0	22.0	460
87	Roma	Cerveteri	Acqua Calda	34.0	5.0	188
88	Roma	Cerveteri	Pozzo Cinquare 2	47.0	1.6	147
89	Napoli	Casamicciola T.	Pozzo Castiglione	66.0	7.0E-1	120
90	Napoli	Casamicciola T.	Pozzo La Pergola	57.0	3.3	442
91	Napoli	Casamicciola T.	Pozzo Tusculum	41.8	3.3	232
92	Napoli	Forio	San Lorenzo 1	85.0	6.5	1633
93	Napoli	Forio	San Lorenzo 2	60.0	3.0	440
94	Napoli	Forio	San Vito	43.0	3.0	226
95	Napoli	Forio	Santa Maria	47.0	2.0	184
96	Napoli	Serrara Fontana	Cava Scura	50.0	3.0	314
97	Napoli	Serrara Fontana	Pozzo Aphrodite	99.0	5.0	1549
98	Napoli	Serrara Fontana	Pozzo San Michele	65.0	3.3	553
99	Napoli	Barano d'Ischia	Pozzo La Gondola 1	90.1	1.5	409
100	Napoli	Barano d'Ischia	Pozzo La Gondola 2	93.0	1.6	455
101	Napoli	Serrara Fontana	Pozzo Romantica	84.0	3.3	815
102	Salerno	Contursi	Acqua Dolce	31.0	1.0	25
103	Catanzaro	Caccuri	della Lepre	32.0	5.0E-1	15
104	Catanzaro	Caccuri	Bruciarello	33.0	5.0E-1	17
105	Catanzaro	Sambilase	Caronte	39.1	70.0	4132
106	Reggio Calabria	Galatro	Sant'Elia	35.5	1.0	44
107	Agrigento	Montevago	Acqua Calda	37.6	120.0	6329
108	Siracusa	Lentini	Pozzo Rannè	33.2	24.0	824
109	Sassari	Valledoria	Pozzo Casteldoria	71.0	10.0	1926
110	Sassari	Villanova M.	Temo-cuga	32.3	6.0	183
111	Sassari	Benetutti	Pozzo Aurora	38.5	6.5	367
112	Sassari	Benetutti	Banzu Mannu	43.0	2.5	188
113	Sassari	Benetutti	Sas Concas	39.5	1.0	61
114	Nuoro	Orotelli	Oddini	33.0	3.0	100
115	Nuoro	Dorgali	Abba Meiga	30.0	12.8	268
116	Cagliari	Fordongianus	Caddas	54.0	45.0	5463
117	Cagliari	Fordongianus	Terme	42.5	8.0E-1	59
118	Cagliari	Sardara	S.Maria Is Aquas	54.5	6.0	741
119	Cagliari	Vallermosa	S'Acquacotta	48.0	6.0	578
120	Cagliari	Uta	Sa Guardia 1	35.0	1.7	71
121	Cagliari	Narcao	Rio Murtas	30.0	1.6	33

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

**IL RUOLO DELL'ANIDRIDE CARBONICA NEI SISTEMI GEOTERMICI
CARBONATICO-EVAPORITICI TOSCO-LAZIALI**

Luigi Marini⁽¹⁾ e Giovanni Chiodini⁽²⁾

(1) Geotermica Italiana srl, Lungarno Mediceo 16, 56127 Pisa, Italia

(2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia, Piazza
dell'Università, 06100 Perugia, Italia

Riassunto

Soluzioni acquose prossime alla saturazione sia rispetto ad anidrite e calcite sia rispetto a quarzo, albite, adularia, clorite e illite (cioè le fasi solide idrotermali che caratterizzano, nell'intervallo termico 180-300 °C, la maggior parte dei campi geotermici esplorati in profondità) hanno circolato in un passato più o meno remoto e/o stanno tuttora circolando all'interno dei serbatoi geotermici carbonatico-evaporitici della regione tosco-laziale.

Questi sistemi geotermici sono attraversati da un notevole flusso di CO₂ di provenienza profonda. I dati di $\delta^{13}\text{C}$ suggeriscono che la CO₂ che si scarica alla superficie nella regione è originata dal miscelamento fra una componente proveniente dal mantello ed una componente termometamorfica. La prima è più importante nella Toscana centro-meridionale, mentre la seconda è più importante nel Lazio settentrionale. Tuttavia a Larderello-Travale e Monte Amiata il contributo della CO₂ termometamorfica è anomalmente elevato, probabilmente a causa di un innalzamento locale delle isoterme.

Le variazioni di P_{CO2}, presumibilmente indotte da variazioni del flusso di CO₂ di provenienza profonda, sono probabilmente più rapide delle variazioni di temperatura, e possono pertanto giocare un ruolo più importante della temperatura quale causa di deposizione o dissoluzione di calcite ed anidrite. I risultati di un modello di equilibrio fra soluzione acquosa (con contenuto di cloruro > 0.03 mol/kg) e la paragenesi minerale costituita da anidrite, calcite, quarzo, albite, adularia, clorite ed illite indicano che, per P_{CO2} minore di una certa soglia (che dipende dal contenuto di cloruro e dalla temperatura) il sistema si può sigillare per precipitazione di calcite indotta da aumento di P_{CO2}, mentre per P_{CO2} maggiore di questa soglia il sistema si può sigillare per precipitazione di anidrite in seguito a diminuzione di P_{CO2}.

La deposizione di anidrite o calcite può determinare, in un tempo relativamente breve (se riferito alla vita media di un sistema idrotermale), il totale sigillamento delle fratture lungo le quali circolano le soluzioni idrotermali, con conseguente arresto del flusso naturale di CO₂. Quest'ultimo può essere ristabilito sia da movimenti

Geotermica Italiana

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

tettonici che determinano la riattivazione di vecchie fratture e/o l'apertura di nuove fratture, sia da fratturazione idropneumatica. In assenza di questi fenomeni di fratturazione, la deposizione di anidrite o calcite può provocare quindi la "morte" del serbatoio geotermico.

Questa fenomenologia ha la seguente implicazione, di notevole importanza pratica per la localizzazione di sistemi geotermici nella regione toscano-laziale:

- laddove in superficie è presente un alto flusso di CO₂, in profondità può essere presente un sistema geotermico attivo;
- laddove in superficie è presente un flusso di CO₂ molto basso, in profondità non può essere presente un serbatoio geotermico attivo; se c'era è ormai stato sigillato.

In effetti, zone di alto flusso di CO₂ (delimitabili in base alla distribuzione della P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda) ben corrispondono con l'estensione dei serbatoi geotermici di alta entalpia (Monte Amiata e Latera), media entalpia (Torre Alfina) e bassa entalpia (Viterbo).

Abstract

Aqueous solutions close to saturation with respect to anhydrite and calcite as well as with respect to quartz, albite, adularia, chlorite and illite (i.e. the hydrothermal solid phases which are typical, in the 180-300 °C range, of most geothermal fields explored at depth) circulated in a more or less remote past or are still circulating into the carbonate-evaporite geothermal reservoirs of Southern Tuscany and Northern Latium.

These geothermal systems are flushed by a remarkable flux of CO₂ of deep provenance. Available $\delta^{13}\text{C}$ data suggest that the CO₂ discharging at the surface in the region is originated by mixing of a mantle component and a thermometamorphic component. The first is dominant in Central-Southern Tuscany, whereas the second is prevalent in Northern Latium. At Larderello-Travale and Monte Amiata, however, the contribution of thermometamorphic CO₂ is anomalously high, likely due to local uprising of isotherms.

The variations of P_{CO2}, presumably caused by changes in the CO₂ flux of deep provenance, are likely quicker than temperature variations. P_{CO2} can therefore play a role more important than temperature as cause of deposition or dissolution of calcite and anhydrite. The results of an equilibrium model between aqueous solution (with a chloride content > 0.03 mol/kg) and the mineral paragenesis made up of anhydrite, calcite, quartz, albite, adularia, chlorite and illite indicate that, for P_{CO2} values lower than a certain threshold (that depends upon chloride content and temperature) the system can be sealed by precipitation of calcite caused by a P_{CO2} increase. For P_{CO2} values higher than that threshold, instead, the system can be sealed by precipitation of anhydrite determined by a P_{CO2} decrease.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

The deposition of anhydrite or calcite can completely seal, in a relatively short time (if referred to the average life of a hydrothermal system), the fractures acting as circulation paths for the hydrothermal solutions. Thus the natural flow of CO₂ is stopped. This can be restored both by: (1) tectonic movements, that determines the re-activation of old fractures and/or the opening of new fractures; (2) hydropneumatic fracturing. In the absence of these fracturing phenomena, the deposition of anhydrite or calcite can cause the "death" of the geothermal reservoir.

This phenomenology has the following implications, which are of remarkable practical importance for discovering new geothermal systems in Southern Tuscany and Northern Latium:

- an active geothermal system can be present at depth below a surface area of high CO₂ flux;
- an active geothermal system can not be present at depth below a surface area of low CO₂ flux; perhaps, it has already been sealed if it was present.

It must be stressed that there is a good correspondence between surface areas of high CO₂ flux (outlined on the basis of P_{CO2} distribution in shallow waters) and the areal extension of geothermal reservoirs of high enthalpy (Monte Amiata and Latera), medium enthalpy (Torre Alfina) and low enthalpy (Viterbo).

Introduzione

Nella regione tosco-laziale, corrispondente con l'*Etruscan swell* di Marinelli (1975), sono situati i più importanti campi geotermici italiani di entalpia alta (ossia Larderello-Travale, Monte Amiata, Latera e Cesano), media (Torre Alfina) e bassa (es. Viterbo).

Le rocce di copertura di questi campi geotermici sono costituite da unità alloctone in facies di flysch (Liguridi del Cretaceo inferiore - Eocene) e formazioni sedimentarie prevalentemente argillose (Neoautoctono del Miocene superiore - Quaternario).

In Toscana il serbatoio geotermico potenziale è rappresentato, dall'alto verso il basso:

- (1) dalle formazioni carbonatico-evaporitiche e carbonatiche della Falda Toscana, prevalentemente dalle Anidriti di Burano più o meno trasformate in Calcarea cavernoso (Triassico superiore);
- (2) dal complesso dei Cunei Tettonici (Pandeli et al. 1991), costituito dall'impilamento altamente variabile di sequenze sia carbonatico-evaporitiche sia clastiche (Triassico medio-superiore), appartenenti alla parte basale della Falda Toscana, e di sequenze metamorfiche del basamento sottostante;
- (3) dal basamento, costituito da filliti, micascisti e gneiss.

Nel Lazio settentrionale il serbatoio geotermico potenziale è costituito dalle sequenze carbonatiche e carbonatico-evaporitiche della Falda Toscana, inspessite da ripetuti sovrascorrimenti, mentre il basamento metamorfico

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

non è mai stato raggiunto dai pozzi geotermici, la cui profondità massima è prossima ai 5000 m.

L'intera regione tosco-laziale è stata interessata, dal Miocene superiore al Quaternario recente, da importante attività magmatica che è largamente responsabile delle anomalie termiche attuali (Barberi et al., 1971; Marinelli, 1975). L'attività magmatica è stata tipicamente intrusiva e di tipo acido-anatettico in Toscana, mentre il Lazio settentrionale è stato prevalentemente caratterizzato da vulcanismo alcalino-potassico sottosaturo in silice e da importanti collassi vulcano-tettonici.

Secondo Baldi et al. (1992), il diverso stile di attività magmatica potrebbe essere responsabile almeno in parte del differente sviluppo dei fenomeni di fratturazione, e conseguentemente della permeabilità, che distingue i campi geotermici della Toscana da quelli del Lazio:

(1) i primi sembrano appartenere ad un unico sistema idrotermale, anche se la irregolare distribuzione delle fratture causa sensibili disomogeneità nella circolazione dei fluidi;

(2) i secondi, di modeste dimensioni, in genere hanno sede entro piccoli alti strutturali all'interno dei grandi collassi vulcano-tettonici; la fratturazione (e conseguentemente la permeabilità) è molto discontinua e spesso ridotta o preclusa da fenomeni di *self-sealing*.

Il presente lavoro ha il duplice proposito di fornire un contributo per la comprensione dei fenomeni *self-sealing* in questo particolare contesto geologico, caratterizzato da alti flussi di anidride carbonica e dalla diffusione di calcite e anidrite come minerali idrotermali, e di trarre da ciò implicazioni geotermiche rilevanti.

Distribuzione di calcite e anidrite idrotermali nei sistemi geotermici tosco laziali

Calcite ed anidrite sono due minerali idrotermali comunemente presenti nei sistemi geotermici in un ampio intervallo di temperatura e P_{CO_2} . Calcite ed anidrite sono particolarmente diffusi nei sistemi geotermici di alta entalpia della regione tosco-laziale: Larderello-Travale (Marinelli, 1969; Cavarretta et al., 1980; 1982; Bertini et al., 1985), Latera (Cavarretta et al., 1985), Torre Alfina (Buonasorte et al., 1988) e Cesano-Sabatini (Funicciello et al., 1979; Cavarretta e Tecce, 1987).

Larderello

A Larderello anidrite e calcite sono presenti:

- sia nelle zone meno profonde e più periferiche del campo geotermico, nell'intervallo di temperatura 150-250 °C, assieme a clorite, pirite e quarzo, mentre gli allumo-silicati sono assenti in queste zone (Cavarretta et al., 1982);

- sia nelle aree comprese fra la parte centrale del campo geotermico e le parti periferiche, nell'intervallo di temperatura 200-300 °C, dove sono accompagnate da

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

clorite, pirite, quarzo, K-feldspato, mica potassica, ematite, titanite, wairakite e datolite (Cavarretta et al., 1982).

Nelle parti più centrali e più calde del campo geotermico, la calcite è invece assente, mentre l'anidrite è presente in associazione con K-feldspato, epidoto, titanite, clorite, quarzo, solfuri, wairakite, ematite e barite (Bertini et al., 1985). La presenza di epidoto e titanite e la assenza di calcite indicano valori di P_{CO_2} relativamente bassi.

Localmente nei livelli più caldi di alcuni pozzi profondi sono presenti anche albite, anfibolo e clinopirosseno (Bertini et al., 1985).

Secondo Cavarretta et al. (1980) tutte queste fasi solide sarebbero state depositate da soluzioni acquose durante uno stadio precedente quello attuale a vapore dominante (come già ipotizzato da Marinelli, 1969), ma in condizioni di temperatura similari a quelle odierne. Secondo Bertini et al. (1985) invece, la probabile presenza della fase liquida nelle microfratture (come suggerito dai valori del rapporto 'vapore / vapore + liquido' generalmente compresi fra 0.1 e 0.75; Bertrami et al., 1985) permetterebbe attualmente la deposizione di minerali idrotermali.

Monte Amiata

Nei pozzi profondi perforati al Monte Amiata (Bertini et al., 1985; Gianelli et al., 1988), le rocce del basamento metamorfico sono tagliate da vene entro le quali è in genere presente la paragenesi idrotermale albite + calcite + clorite + quarzo, \pm K-mica (o illite) \pm K-feldspato, a temperature di 250-350 °C. Più raramente è stata osservata la associazione epidoto + quarzo + albite + K-feldspato, a temperature prossime ai 350 °C. Il fatto che l'epidoto sia presente solamente a valori di temperatura decisamente elevati (si consideri che questa specie fa la sua comparsa in molti sistemi geotermici a circa 250 °C, Bird et al., 1984) è probabilmente giustificato dalle alte P_{CO_2} che prevalgono nella maggior parte del sistema geotermico (Bertini et al., 1985).

A quanto ci risulta, l'anidrite non è segnalata fra i minerali idrotermali incontrati entro le rocce del basamento metamorfico nei pozzi profondi del Monte Amiata.

Latera

A Latera, anidrite e calcite sono fasi autigeniche tipiche di ciascuno dei tre stadi di interazione acqua-roccia riconosciuti (Cavarretta et al., 1985), ossia:

- del primo stadio di "contact-metasomatism", caratterizzato dalla formazione di calcite e anidrite associate a silicati quali pirosseno diopsidico, granato grossularia, flogopite, wollastonite o monticellite;
- del secondo stadio idrotermale di alta temperatura, nel corso del quale si è verificato lo sviluppo di paragenesi a calcite e anidrite accompagnate da silicati quali K-feldspato, vesuviana, granato melanite, tormalina,

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

anfibolo, epidoto e solfuri di ferro (sia pirite che pirrotina);

- dell'ultimo stadio idrotermale di temperatura minore, caratterizzato dalla presenza di calcite, anidrite, K-feldspato, minerali argillosi (illite-celadonite) e solfuri (essenzialmente pirite).

Cesano

Calcite ed anidrite di deposizione idrotermale sono abbondanti anche nel campo geotermico di Cesano (Funicciello et al. (1979). A Cesano le mineralizzazioni a solfati si incontrano, in genere, nelle parti più superficiali dei pozzi, fino ad una profondità massima di circa 1400 m e sono perciò ben lontano dai livelli evaporitici, anche se sono più abbondanti nei pozzi che penetrano tali livelli. Le fasi minerali a solfato sono prevalentemente gesso, nelle parti meno profonde dei pozzi (prime centinaia di metri) e anidrite a maggiore profondità. Nel pozzo Cesano-1 il complesso piroclastico (da 0 a 1050 m di profondità) è tagliato da vene e venuzze di solfati alcalini (gorgheite, aftitalite, glazerite). Queste vene (che rappresentano l'ultimo episodio di circolazione-deposizione) sono rivestite da cristalli di calcite e si trovano anche a considerevole profondità, dove la calcite è generalmente la fase minerale prevalente. Localmente, le vene a carbonati e solfati tagliano mineralizzazioni precedenti ad adularia, solfuri e carbonati (ankerite, dolomite e calcite). L'epidoto è invece estremamente raro nei pozzi di Cesano, fatto non sorprendente alla luce delle alte P_{CO_2} che prevalgono in questo sistema geotermico.

Pozzo SH2 - Bracciano

Il pozzo SH2 (localizzato a circa 2 km dalla sponda settentrionale del lago di Bracciano) è stato perforato fino a circa 2500 m di profondità senza che siano stati incontrati fluidi suscettibili di sfruttamento, sebbene siano state misurate temperature elevate, fino ad un massimo di 290 °C a fondo pozzo.

Cavarretta e Tecce (1987) hanno riconosciuto i seguenti tre stadi di formazione dei minerali autigenici:

- un primo stadio probabilmente metasomatico
- un secondo stadio idrotermale di alta temperatura
- un terzo stadio idrotermale di temperatura minore.

Fra i minerali di neoformazione la calcite (che compare a 170 m di profondità) e l'anidrite (che appare a 870 m di profondità) sono presenti pressochè ovunque, assieme alla pirite. Tuttavia queste fasi sono tipiche del secondo e del terzo stadio di mineralizzazione e la deposizione di calcite e anidrite è dominante rispetto a quella di tutti gli altri minerali nell'ultimo stadio. Cavarretta e Tecce (1987) sottolineano che quest'ultimo stadio è virtualmente attivo tutt'oggi e, sigillando prontamente le fratture, "uccide" ogni tentativo della tettonica di aumentare la permeabilità.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Osservazioni conclusive relative alla distribuzione di calcite ed anidrite

Altre indicazioni, relative alla possibile presenza di calcite ed anidrite idrotermale entro i serbatoi geotermici della regione tosco-laziale, provengono dalle caratteristiche chimico-fisiche delle soluzioni acquose. L'applicazione di programmi di calcolo (quali WATEQ, Truesdell e Jones, 1974; EQ3, Wolery, 1979; WATCH3, Arnorsson et al., 1982), che ricostruiscono la composizione della soluzione acquosa alla temperatura che interessa e calcolano gli indici di saturazione rispetto ai principali minerali idrotermali, ha permesso di verificare che sono sature (o prossime alla condizione di saturazione) rispetto a calcite ed anidrite:

- le soluzioni acquose incontrate nei pozzi Latera 2, Latera 3D, Latera 4 e Latera SHG1 (Cavarretta et al., 1985; Gianelli e Scandiffio, 1989);
- le acque dei pozzi geotermici di Torre Alfina (Buonasorte et al., 1988).

Si può quindi concludere che all'interno dei serbatoi geotermici carbonatico-evaporitici della regione tosco-laziale hanno circolato in un passato più o meno remoto, e/o stanno tuttora circolando, soluzioni acquose prossime alla saturazione sia rispetto ad anidrite e calcite sia rispetto alle fasi solide idrotermali (quali quarzo, albite, adularia, clorite, muscovite o illite) che caratterizzano, nell'intervallo termico 180-300 °C, la maggior parte dei campi geotermici esplorati mediante perforazioni profonde. Da segnalare infine che nelle parti più centrali e più calde del campo geotermico di Larderello, e localmente all'Amiata, è assente la calcite mentre fa la sua comparsa l'epidoto a causa delle P_{CO_2} relativamente basse.

Origine dell'anidride carbonica

L'origine della CO_2 emessa da aree geotermiche, sorgenti fredde, sorgenti termali e manifestazioni a gas localizzate nella regione tosco-laziale può essere investigata facendo riferimento alle numerose misure di $\delta^{13}C$ della CO_2 (Fig. 1) eseguite da Panichi e Tongiorgi (1975). Questi autori presentano anche un considerevole numero di dati relativi a travertini che, a causa della ambiguità inerente alla loro interpretazione, sono probabilmente destinati ad oscurare invece che chiarire il soggetto che ci proponiamo di investigare. Pertanto i dati relativi ai travertini non vengono considerati nella discussione seguente.

Panichi e Tongiorgi (1975), pur esaminando differenti processi in grado di spiegare i valori osservati del $\delta^{13}C$ della CO_2 , concludono che la sorgente principale della CO_2 sarebbe l'idrolisi dei carbonati a temperature di circa 100-300 °C, mentre le meno frequenti CO_2 caratterizzate da valori più negativi del $\delta^{13}C$ sarebbero, almeno in parte, di origine organica.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

L'effettiva importanza dell'idrolisi dei carbonati, processo schematizzato dalla reazione seguente:



è però alquanto dubbia, se si considera che per liberare l'acido carbonico è necessario l'intervento di un acido più forte che lo sposti dal sale. Acidi forti non sono, in genere, disponibili nei sistemi acquosi naturali, tranne pochi esempi fra i quali si ricordano le acque acide a solfati. Queste si originano per ingresso di gas idrotermali o magmatici in acque poco profonde o di superficie (dove l'ossigeno atmosferico determina la ossidazione ad acido solforico delle specie gassose dello zolfo, H_2S e/o SO_2) e si localizzano tipicamente al di sopra di acquiferi idrotermali o corpi magmatici in degassamento (Henley e Ellis, 1983). Pertanto al di fuori di ambienti molto particolari, l'idrolisi dei carbonati non può spiegare l'origine di importanti quantità di CO_2 , quali quelle che si scaricano alla superficie nella regione toso-laziale.

Se si eccettua l'origine organica, almeno parziale, dei pochissimi campioni caratterizzati da valori di $\delta^{13}\text{C}$ decisamente negativi, le due sorgenti principali della CO_2 che si libera alla superficie nella stragrande maggioranza dei punti campionati sembrano invece essere:

- (1) la decarbonatazione termometamorfica delle rocce carbonatiche, prevalentemente di età Mesozoica, presenti nel sottosuolo,
- (2) il degassamento del mantello terrestre.

La CO_2 prodotta dal primo processo è debolmente positiva, come indicato dalle seguenti considerazioni:

- il fattore di frazionamento $1000 \ln \alpha_{\text{CO}_2(\text{g})-\text{calcite}}$ ha valori bassi alle temperature di termometamorfismo (2.59 a 600 °C; 2.77 a 500 °C; 2.67 a 400 °C; Ohmoto e Rye, 1979);
- la CO_2 prodotta dalle reazioni termometamorfiche si allontana dalla zona di produzione in maniera quasi continua, cosicchè i frazionamenti isotopici sono intermedi fra quelli previsti dai modelli *batch* (o sistema chiuso o separazione in un unico stadio) e Rayleigh (o sistema aperto o separazione continua), come sottolineato da Valley (1986); poichè è improbabile che la frazione di CO_2 rimanente nella roccia, F_{CO_2} , sia inferiore a 0.6, i risultati dei due modelli sono confrontabili;
- ipotizzando che il valore medio del $\delta^{13}\text{C}$ delle rocce carbonatiche interessate da termometamorfismo sia 0 ‰ (Faure, 1986; pag. 497), il $\delta^{13}\text{C}$ della CO_2 prodotta a 500 °C sarebbe compreso fra 2.77 ‰ ($F_{\text{CO}_2} = 1$) e 1.66 ‰ ($F_{\text{CO}_2} = 0.6$).

Tali risultati riferiti al sistema calcite- CO_2 appaiono plausibili e generalizzabili, anche se le reazioni termometamorfiche coinvolgono molto probabilmente non solo carbonati ma anche silicati (Gianelli, 1985).

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Sebbene la composizione isotopica della CO₂ proveniente dal mantello terrestre sia di difficile definizione, è ragionevole supporre che i valori compresi fra -4 e -8‰ siano rappresentativi di questa sorgente, come suggerito dal $\delta^{13}\text{C}$:

- della CO₂ estratta a temperature di 600-1200 °C da MORB e OIB (Kyser, 1986);
- dei minerali carbonatici delle carbonatiti (Deines e Gold, 1973);
- dei diamanti (Deines, 1980), anche se il frazionamento isotopico del carbonio è possibile anche a temperature di 1200 °C (Bottinga, 1969).

La provenienza dal mantello di parte della CO₂ tosco-laziale è in accordo con la presenza, in questa regione, di prodotti vulcanici recenti ad affinità carbonatitica, caratterizzati da risalita diretta e relativamente rapida dal mantello stesso.

Accettando l'ipotesi che la CO₂ che si scarica alla superficie nella regione tosco-laziale sia per lo più originata dal miscelamento fra queste due sorgenti è interessante osservare che:

- la componente proveniente dal mantello è più importante nella Toscana centro-meridionale, dove si osservano $\delta^{13}\text{C}$ generalmente compresi fra -4 e -8‰; da sottolineare le anomalie di Larderello-Travale e Monte Amiata, dove sono stati riconosciuti $\delta^{13}\text{C}$ solo debolmente negativi;
- la componente termometamorfica è più importante nel Lazio settentrionale, dove sono stati misurati $\delta^{13}\text{C}$ compresi, in genere, fra -4 e +2‰.

Queste osservazioni trovano una giustificazione nel diverso assetto strutturale: in Toscana le sequenze carbonatiche Mesozoiche, nonostante la complessità tettonica, non sono così spesse e non si incontrano a profondità così elevate come nel Lazio settentrionale. Pertanto, a parità di condizioni termiche, è verosimile pensare che la produzione di CO₂ termometamorfica sia maggiore nel Lazio settentrionale che in Toscana. Ammettendo che il flusso di CO₂ proveniente dal mantello sia grossolanamente uniforme in tutta la regione, il diverso contributo della sorgente termometamorfica determinerebbe un flusso totale di CO₂ profonda maggiore nel Lazio settentrionale che in Toscana. In questo contesto, le anomalie di Larderello-Travale e Monte Amiata sarebbero dovute alla maggiore produzione di CO₂ termometamorfica, causata dall'innalzamento locale delle isoterme.

L'ipotesi che il flusso totale di CO₂ profonda sia maggiore nel Lazio settentrionale che non in Toscana è confermato dalla distribuzione di calcite, epidoto e titanite idrotermali, che a temperature maggiori di circa 250 °C sono indicatori di P_{CO2} e di riflesso del flusso totale di CO₂ profonda. In effetti nei serbatoi geotermici di Latera e Cesano la presenza di calcite e l'assenza di titanite ed epidoto indica alti valori di P_{CO2}, mentre la

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

abbondanza di epidoto e titanite a Larderello suggerisce P_{CO_2} minori.

Il diverso flusso totale di CO_2 profonda e le sue variazioni temporali hanno importanti implicazioni sugli equilibri che coinvolgono anidrite, calcite e soluzioni acquose, come vedremo nel seguito.

Fenomeni che causano la precipitazione di anidrite e calcite

E' noto che la deposizione sia della calcite che dell'anidrite è favorita dal riscaldamento della soluzione acquosa satura rispetto a questi minerali, a causa della notevole diminuzione di solubilità che si verifica con l'aumento della temperatura (Holland e Malinin, 1979). Questo processo ha verosimilmente luogo nelle parti più periferiche dei sistemi geotermici, dove le acque di ricarica sono soggette a riscaldamento relativamente rapido (per esempio, nei pozzi geotermici di Reykjanes, Islanda, le maggiori concentrazioni di anidrite si osservano nelle zone in cui il gradiente di temperatura è più pronunciato; Tomasson e Kristmannsdottir, 1972). Nelle parti più centrali dei serbatoi geotermici, dominate da moti di convezione, è invece probabile che le variazioni di temperatura a cui sono sottoposte le soluzioni acquose siano minori e relativamente più lente.

Un'altra variabile che deve essere considerata è la P_{CO_2} . Nel caso di una soluzione acquosa satura rispetto ad anidrite e calcite e contenuta entro un serbatoio geotermico, le variazioni di P_{CO_2} (presumibilmente indotte da variazioni del flusso di CO_2 di provenienza profonda) sono probabilmente più rapide delle variazioni di temperatura, e possono pertanto giocare un ruolo più importante quale causa di deposizione o dissoluzione di questi minerali.

Per la maggior parte dei sistemi geotermici esplorati in profondità, se non per tutti, è stato accertato che essi sono attraversati da un flusso di CO_2 di provenienza profonda in maniera del tutto simile al flusso di calore (Mahon et al., 1980); ciò è particolarmente vero per la regione tosco-laziale, come discusso nel paragrafo precedente.

Per valutare gli effetti delle variazioni di P_{CO_2} (e temperatura) nei serbatoi geotermici tosco-laziali è conveniente fare riferimento alle soluzioni acquose in equilibrio, a condizioni di T e P_{CO_2} fissate, con: albite, adularia, calcite, clinocloro, muscovite, anidrite, fluorite e quarzo. Si considera che tali fasi vincolino le attività di Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $Al(OH)_4^-$, SO_4^{2-} , F^- e $H_4SiO_4^0$, rispettivamente, e che la attività dello ione bicarbonato sia fissata dalla P_{CO_2} .

Il buon accordo fra le composizioni osservate in molti sistemi naturali e le composizioni di equilibrio (Chiodini et al., 1991) autorizza l'utilizzo di queste per investigare

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

l'effetto delle variazioni di P_{CO_2} nei serbatoi geotermici toscano-laziali.

Per calcolare queste composizioni si utilizza un modello di equilibrio fra minerali e soluzione acquosa (Chiodini et al., 1991), che ha la stessa struttura computazionale di quello di Michard et al. (1981). Questo modello risolve cioè una equazione polinomiale della attività dello ione idrogeno derivata considerando:

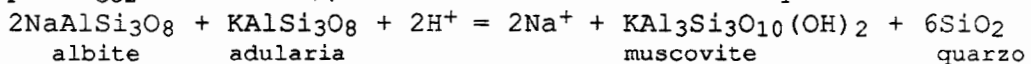
- l'equazione di elettroneutralità,
- le costanti termodinamiche degli equilibri di idrolisi delle fasi minerali di interesse,
- la costante di Henry della CO_2 ,
- le costanti termodinamiche degli equilibri di dissociazione delle specie acquose complesse.

Le specie acquose considerate sono: H_2O^0 , H^+ , OH^- , Na^+ , $NaCl^0$, $NaSO_4^-$, $NaCO_3^-$, NaF^0 , $NaOH^0$, K^+ , KCl^0 , KSO_4^- , $KHSO_4^0$, Ca^{2+} , $CaSO_4^0$, $CaCO_3^0$, $CaHCO_3^+$, CaF^+ , $CaOH^+$, Mg^{2+} , $MgSO_4^0$, $MgCO_3^0$, $MgHCO_3^+$, MgF^+ , $MgOH^+$, $H_2CO_3^0$, HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , F^- , Cl^- , $H_4SiO_4^0$, $H_3SiO_4^-$, $Al(OH)_4^-$, Al^{3+} , $Al(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$.

I dati termodinamici sono stati ripresi dall'EQ3/6 software package (Wolery, 1983) per tutte le specie acquose e minerali, tranne che per il complesso $CaHCO_3^+$ ed il quarzo. I dati di solubilità del quarzo provengono da Arnorsson et al. (1983), mentre la costante di dissociazione del complesso $CaHCO_3^+$ è stata ripresa da Arnorsson et al. (1982).

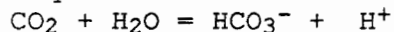
Effetto della variazione di P_{CO_2} su soluzioni acquose in equilibrio con albite, adularia, calcite, clinocloro, muscovite, anidrite, fluorite e quarzo

Facendo riferimento, per esempio, ad una soluzione acquosa con contenuto di cloruro di 0.3 mol/kg e temperatura di 200 °C, si osserva che, all'aumentare della P_{CO_2} , il pH rimane quasi costante (pH = 5.17 per P_{CO_2} = 1 bar, pH = 5.14 per P_{CO_2} = 100 bar), essendo vincolato dall'equilibrio:



e dalla condizione $m_{Na^+} \approx$ costante.

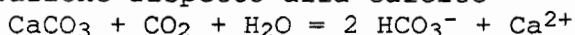
Si verifica pertanto un forte aumento di bicarbonato (Fig. 2), la cui curva di variazione rispetto alla P_{CO_2} ha andamento rettilineo e pendenza vicina a +1 come richiesto dall'equilibrio:



dalla cui costante si ha:

$$\log m_{HCO_3^-} = \log P_{CO_2} + \text{costante.}$$

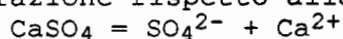
Il calcio declina fortemente, con curva di variazione rettilinea e pendenza vicina a -1, essendo controllato dall'aumento del bicarbonato e dalla condizione di saturazione rispetto alla calcite



$$\log m_{Ca^{2+}} = - \log m_{HCO_3^-} + \text{costante} = \\ = - \log P_{CO_2} + \text{costante.}$$

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Questo andamento del calcio e la condizione di saturazione rispetto alla anidrite



$$\log m_{\text{SO}_4^{2-}} = -\log m_{\text{Ca}^{2+}} + \text{costante}$$

spiegano la curva di variazione del solfato, la cui pendenza è prossima +1, essendo:

$$\log m_{\text{SO}_4^{2-}} = \log P_{\text{CO}_2} + \text{costante.}$$

Da notare che, per queste condizioni di T, $m_{\text{Cl}_{\text{tot}}}$ (Fig. 2):

- aumenti di P_{CO_2} causano precipitazione di calcite e dissoluzione di anidrite e viceversa;
- le quantità di calcite che precipitano a causa di aumenti di P_{CO_2} sono definite dalla curva di variazione della molalità del calcio;
- le quantità di anidrite che precipitano a causa di diminuzioni di P_{CO_2} sono definite dalla curva di variazione della molalità del solfato;
- per P_{CO_2} superiori a circa 5.6 bar, le moli di anidrite precipitate per diminuzione di P_{CO_2} sono maggiori delle moli di calcite disciolte;
- per P_{CO_2} inferiori a circa 5.6 bar, invece, le moli di calcite precipitate per aumento di P_{CO_2} sono maggiori delle moli di anidrite disciolte.

In altri termini, per $P_{\text{CO}_2} < 5.6$ bar il sistema si può sigillare per precipitazione di calcite indotta da aumento di P_{CO_2} , mentre per $P_{\text{CO}_2} > 5.6$ bar il sistema si può sigillare per precipitazione di anidrite in seguito a diminuzione di P_{CO_2} . Tuttavia, poichè il volume molare dell'anidrite ($V_{\text{anidrite}} = 46.9 \text{ cm}^3/\text{mol}$) è 1.27 volte maggiore di quello della calcite ($V_{\text{calcite}} = 36.8 \text{ cm}^3/\text{mol}$), il sigillamento per deposizione di anidrite (indotta da diminuzione di P_{CO_2}) si verifica al di sopra della soglia di P_{CO_2} in corrispondenza della quale

$$m_{\text{Ca}^{2+}} / m_{\text{SO}_4^{2-}} = 1.27$$

Nel caso di una soluzione acquosa con contenuto di cloruro di 0.3 mol/kg, a 200 °C, questa soglia di P_{CO_2} è di circa 4.8 bar. Questo particolare valore di P_{CO_2} ($P_{\text{CO}_2\text{EQ}}$ in Fig. 2) in corrispondenza del quale il volume di anidrite depositata (o disciolta) è uguale al volume di calcite disciolta (o depositata), per piccole variazioni di P_{CO_2} , può essere considerato il valore di P_{CO_2} ottimale per la "vita" del sistema, ossia perchè non si verificano variazioni significative della sua porosità e conseguentemente della sua permeabilità.

Questa P_{CO_2} ottimale varia al variare della temperatura e del contenuto di cloruro della soluzione (Fig. 3).

In particolare, nelle soluzioni acquose con contenuti di cloruro ≤ 0.03 mol/kg (Fig. 4), il contenuto di calcio è scarsamente dipendente dalla P_{CO_2} , poichè lo ione Ca^{2+} è presente in contenuti subordinati a quelli del complesso CaSO_4° (in effetti la molalità del CaSO_4° è indipendente dalla P_{CO_2} , essendo fissata dalla costante di dissociazione del CaSO_4° , dal prodotto di solubilità della anidrite e dai coefficienti di attività di Ca^{2+} , SO_4^{2-} e CaSO_4°). Inoltre la

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

molalità del calcio è molto inferiore a quella del solfato, il cui logaritmo aumenta all'aumentare del $\log P_{CO_2}$ con pendenza prossima a +1, come nelle soluzioni acquose ricche di cloruro. Ne consegue che questi sistemi si possono sigillare solamente per precipitazione di anidrite indotta da diminuzione di P_{CO_2} .

Disponibilità di solfato e carbonato (anidride carbonica)

Nelle considerazioni precedenti, relative alla precipitazione di calcite o anidrite entro sistemi in equilibrio, si è assunto implicitamente che vi sia una disponibilità sufficiente dei costituenti di tali fasi: calcio, solfato e carbonato (anidride carbonica). Nei sistemi naturali tuttavia la disponibilità dei costituenti necessari alla formazione di una o più fasi minerali può non essere sufficiente. Nel caso in esame la disponibilità di solfato e carbonato può essere valutata, almeno qualitativamente, mediante l'utilizzo di dati isotopici.

Rapporto isotopico $^{34}S/^{32}S$ dell'anidrite idrotermale

Il rapporto isotopico $^{34}S/^{32}S$ di gesso e anidrite idrotermali provenienti dal pozzo Latera 1 sono compresi nell'intervallo da +12.8 a +14.6 ‰ vs CDT, mentre per il pozzo Latera 2 è stato misurato un unico valore di +14.4 ‰ (Cortecci et al., 1981a, 1981b). Secondo una comunicazione personale di Cortecci (citazione in Funicello et al., 1979), i valori del rapporto isotopico $^{34}S/^{32}S$ dei solfati idrotermali del campo geotermico di Cesano hanno valori simili.

Questi rapporti isotopici sono confrontabili con quelli dei depositi evaporitici adriatici del Norico-Retico, o Anidriti di Burano (valore medio 16.1 ‰, intervallo da 15 a 17.4 ‰, secondo Cortecci et al. 1981c; valore medio 14.4 ‰, intervallo da 13.5 a 15.3 ‰ secondo Paiotti, 1993).

A temperatura ambiente, gesso ed anidrite si arricchiscono solo debolmente in ^{34}S rispetto al solfato acquoso: infatti l' $\alpha_{\text{gesso-sw}}$ è circa +1.65 ‰ (Thode e Monster, 1965), mentre il fattore di frazionamento è solo debolmente > 1 per le anidriti che si depositano nel campo della halite tarda a 23.5 °C (Raab e Spiro, 1991). In base a ciò, è verosimile supporre che il frazionamento della anidrite rispetto al solfato acquoso sia del tutto trascurabile a temperature elevate.

Pertanto è probabile che il solfato del gesso e dell'anidrite autigenici di Latera e di Cesano sia, per lo meno in gran parte, solfato triassico riciclato da ripetuti fenomeni di dissoluzione-precipitazione.

Valori del rapporto isotopico $^{34}S/^{32}S$ decisamente inferiori a quelli delle evaporiti triassiche sono invece tipici del solfato magmatico nei basalti sottosaturi ricchi di alcali. Schneider (1970) riporta, per esempio, un valore medio di +4.2 ‰, intervallo da +2.5 a +6.2 ‰, per i basalti

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

sottosaturi ricchi di alcali dell'Eifel, dell'Assia settentrionale e della Bassa Sassonia meridionale. Bisogna ricordare che Cavarretta e Lombardi (1990) hanno misurato valori del rapporto isotopico $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ compresi fra +6.8 e +10.8 ‰ nei cristalli di hauyna delle piroclastiti Sabatine; tuttavia tali fasi si sarebbero formate per "contact-metasomatic phenomena which developed at the periphery of shallow magmatic bodies" (Cavarretta e Lombardi, 1990) e il loro rapporto isotopico $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ non sarebbe pertanto rappresentativo del solfato magmatico.

Ben diverso è il punto di vista di Cavaretta e Tecce (1987). Secondo tali autori nel pozzo SH2, e possibilmente negli altri campi geotermici esplorati del Lazio, l'anidrite depositata entro fratture e cavità si sarebbe formata (per la maggior parte, se non tutta) a seguito della interazione di fluidi magmatici ricchi di CO_2 e SO_2 con rocce carbonatiche o con fluidi poco profondi di origine superficiale e ricchi di calcio. Tali autori basano la loro interpretazione sul fatto che nei pozzi della regione sabatina non vi è nessuna evidenza di una spessa sequenza evaporitica e danno poca importanza, peraltro senza addurre nessuna giustificazione, alla evidenza isotopica a favore della rimobilizzazione di solfato sedimentario triassico.

Accettando che il solfato dell'anidrite idrotermale di Latera e di Cesano sia, per lo meno in gran parte, solfato triassico riciclato è evidente che la disponibilità di questo costituente non è illimitata, ma condizionata da: (1) distribuzione delle evaporiti; (2) dissoluzione delle evaporiti; (3) circolazione delle soluzioni idrotermali; (4) meccanismi di precipitazione dell'anidrite idrotermale; (5) eventuale rimobilizzazione dell'anidrite idrotermale.

In effetti, nel campo geotermico di Larderello l'anidrite idrotermale (che secondo Cavarretta et al., 1980, si origina per rimobilizzazione dei costituenti minerali primari della formazione evaporitica, ipotesi plausibile che dovrebbe essere provata da dati relativi al rapporto isotopico $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ della anidrite idrotermale) non si rinviene entro le rocce del presunto basamento metamorfico sottostanti le scaglie tettoniche (Franceschini, comunicazione verbale). Analogamente l'anidrite non è presente nelle paragenesi idrotermali incontrate entro le rocce del basamento metamorfico nei pozzi geotermici profondi del Monte Amiata.

Rapporto isotopico $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ della calcite idrotermale

E' verosimile che il carbonato della calcite idrotermale della regione tosco-laziale derivi essenzialmente da CO_2 profonda. Questa CO_2 , migrando verso l'alto, entra nell'ambiente geotermico, dove viene in parte "bloccata" come costituente della calcite idrotermale (vedi discussione precedente).

E' invece improbabile che il carbonato della calcite idrotermale della regione tosco-laziale abbia origine da dissoluzione delle rocce carbonatiche che costituiscono i litotipi primari in cui sono contenuti i serbatoi geotermici. In effetti, come dimostrato da Deines et al.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

(1974), in condizioni di sistema aperto, ossia in presenza di un grande serbatoio di CO₂ (come nel caso della regione tosco-laziale), la composizione isotopica della roccia carbonatica disciolta non influenza il rapporto ¹³C/¹²C delle specie carbonatiche presenti in soluzione e quindi della calcite che precipita.

Purtroppo i dati disponibili (per esempio, Funicciello et al. (1979) sono compatibili con entrambe le ipotesi.

Tuttavia, accettando che il carbonato della calcite idrotermale della regione tosco-laziale derivi principalmente da CO₂ profonda, è evidente che la disponibilità di questo costituente è praticamente illimitata in qualunque luogo del sistema geotermico permeato dalla CO₂ di provenienza profonda. Pertanto la calcite idrotermale può formarsi pressochè ovunque, sempreché ci sia disponibilità di calcio e non ci siano condizioni di T, P_{CO2} tali da favorire la formazione degli allumo-silicati di calcio (per esempio l'epidoto) invece della calcite.

Implicazioni geotermiche

Tornando ad esaminare la Fig. 3, dove sono riportate sia le P_{CO2} ottimali, sia le P_{CO2} misurate nei pozzi geotermici L2, L3D, L4, G2 e SHG1 di Latera (Gianelli e Scandiffio, 1989), si osserva che queste ultime sono da 1 a 2 ordini di grandezza maggiori delle prime. Pertanto il sistema geotermico di Latera è suscettibile di sigillamento per precipitazione di anidrite indotta da diminuzione di P_{CO2}. Il fatto che i pozzi geotermici produttivi di Latera sono disposti lungo una importante direttrice tettonico-strutturale (l'asse di una piega rovesciata che interessa la sequenza carbonatico-evaporitica mesozoica secondo Bertrami et al., 1984) può non essere casuale: in effetti, la circolazione idrotermale nel sistema geotermico di Latera potrebbe aver luogo solamente dove si producono sforzi tettonici che determinano la riattivazione di vecchie fratture e/o l'apertura di nuove fratture.

E' interessante sottolineare che i fenomeni di sigillamento da anidrite (esempio pozzo SH2, Monti Sabatini) sono apparentemente più diffusi nei serbatoi carbonatico-evaporitici geotermici del Lazio che non in quelli Toscani, forse a causa delle maggiori P_{CO2}, dovute ai maggiori flussi di CO₂ profonda, anche se la diversa disponibilità di solfato può ovviamente condizionare la precipitazione di anidrite.

Anche il campo geotermico di Larderello ha sofferto di una forte riduzione di permeabilità per deposizione di sali, per la maggior parte costituiti da anidrite; in questo caso si tratta però di un fenomeno indotto dallo sfruttamento intensivo che ha provocato l'abbassamento della superficie di vaporizzazione (Marinelli, 1978) o la concentrazione delle soluzioni acquose presenti nelle microfratture.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

La deposizione di anidrite o calcite può determinare, in un tempo relativamente breve (se riferito alla vita media di un sistema idrotermale), il totale sigillamento delle fratture lungo le quali circolano le soluzioni idrotermali, con conseguente arresto del flusso naturale di CO₂. Quest'ultimo può essere ristabilito:

(1) da movimenti tettonici che determinano la riattivazione di vecchie fratture e/o l'apertura di nuove fratture, analogamente a quanto proposto da Marinelli (1978)

(2) da fratturazione idropneumatica, dove si stabiliscono pressioni di fluidi elevate.

In assenza di questi fenomeni di fratturazione, la deposizione di anidrite o calcite può provocare quindi la "morte" del serbatoio geotermico.

Dalla discussione precedente si evince che lo studio del flusso naturale di CO₂ può avere notevole importanza pratica per la localizzazione di sistemi geotermici nella regione tosco-laziale; infatti:

- laddove in superficie è presente un alto flusso di CO₂, in profondità può essere presente un sistema geotermico attivo;

- laddove in superficie è presente un flusso di CO₂ molto basso, in profondità non può essere presente un serbatoio geotermico attivo; se c'era è ormai stato sigillato.

Per confermare queste deduzioni sarebbe necessario disporre, a rigore, di dati di flusso di CO₂ dal suolo che al momento non sono disponibili per la regione tosco-laziale. In mancanza di tali dati è ragionevole esaminare la distribuzione della P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda (sorgenti, pozzi, ecc.) anche se la P_{CO2} in queste acque:

- non è funzione solamente del flusso di CO₂, ma anche delle caratteristiche dell'acquifero, principalmente dello spessore e del flusso idrico (a questo proposito vedasi anche il modello di distribuzione dell'acido borico di Tonani, 1970);

- non può superare la soglia di circa 1 bar.

Nonostante questi limiti, la distribuzione della P_{CO2} è stata studiata in un campione statistico costituito da 1824 analisi di sorgenti e pozzi disponibili in bibliografia (rapporti ENEL e AGIP-ENEL non pubblicati; dati inediti del Dipartimento di Scienze della Terra di Perugia; Bini et al., 1976; Chiodini et al., 1988; Chiodini et al., 1982 a,b; D'Amore et al., 1979). L'area indagata si estende a nord fino al Monte Amiata e ad ENE fino ai rilievi dell'Appennino umbro-marchigiano ed abbraccia la maggior parte degli affioramenti del vulcanismo laziale (Monti Vulsini, Monti Cimini, Monti Sabatini, Colli Albani).

Il valore medio del logaritmo della P_{CO2} nelle acque di quest'area è -1.588 (P_{CO2} = 0.026 bar), con uno scarto quadratico medio di 0.667. L'istogramma del logaritmo della P_{CO2} si allontana da una distribuzione log-normale per la presenza di una famiglia anomala con moda lievemente inferiore a P_{CO2} = 1 bar (Fig. 5). Per quanto visto sul δ¹³C

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

della CO₂, tale famiglia anomala riflette l'apporto di CO₂ profonda.

Il diagramma di Langelier-Ludwig di Fig. 6 mostra che le acque caratterizzate da alti valori di P_{CO2} (> 0.1 bar) presentano le stesse composizioni, da bicarbonato alcalino terrosa a bicarbonato alcalina, tipiche delle acque di bassa P_{CO2} (< 0.1 bar) che circolano negli acquiferi vulcanici e sedimentari della regione. Un buon numero di acque ad alta P_{CO2} mostrano un arricchimento nella componente solfatica ed alcune hanno carattere solfato acido; come già ricordato, queste deviazioni sono generalmente spiegate dal processo di ossidazione ad acido solforico dell' H₂S presente nei gas idrotermali che entrano, come tali, negli acquiferi poco profondi (Henley e Ellis, 1983). Solamente nel caso di alcune sorgenti termali di composizione solfato calcica e cloruro sodica, la CO₂ risale in superficie come specie disciolta in acque di provenienza profonda. Pertanto si può concludere che il processo principale di arricchimento in CO₂ delle acque di circolazione poco profonda è l'apporto di una fase gassosa di provenienza profonda, ricca appunto di CO₂.

A scala regionale si osserva che i valori di P_{CO2} delle acque di circolazione poco profonda diminuiscono spostandosi dall'asse del vulcanismo tosco-laziale verso le zone orientali più fredde a ridosso degli Appennini (Fig. 7); in particolare, ad est della linea ideale passante per Arezzo e Rieti, grosso modo coincidente con il bordo orientale dell'*Etruscan swell* di Marinelli (1975), si individuano pochissimi campioni con alta P_{CO2}. Esaminando in dettaglio la distribuzione geografica della P_{CO2}, si osserva che i sistemi geotermici conosciuti di Monte Amiata (Bagnore e Piancastagnaio), Torre Alfina, Latera e quello a bassa entalpia di Viterbo generano alte P_{CO2} nelle acque di circolazione poco profonda sovrastanti. Ciò conferma le deduzioni presentate poco sopra. Da notare infine che, anche in assenza di conoscenze dirette sul sottosuolo delle altre zone caratterizzate da alte P_{CO2}, la distribuzione dei valori anomali sembra indicare un controllo tettonico-strutturale non casuale.

Ringraziamenti. Gli autori desiderano ringraziare Giorgio Marinelli per la lettura critica del manoscritto e per gli apprezzati consigli che hanno portato ad un miglioramento della prima stesura. Si ringrazia inoltre l'ENEL-VDAG per averci gentilmente concesso l'utilizzo di dati non pubblicati.

Bibliografia

Arnorsson S., Sigurdsson S. e Svavarsson H. (1982). The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0° to 300 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1513-1532.

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Arnorsson S., Gunnlaugsson E. e Svavarsson H. (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 567-577.

Baldi P., Bertini G. e Ceccarelli A. (1992). Geothermal fields of Central Italy. Presentato all'IGC di Kyoto, Settembre 92 (in stampa)

Barberi F., Innocenti F. e Ricci C.A. (1971). Il magmatismo nell'Appennino Centro-Settentrionale. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 27 (Sp. Iss.), 169-213.

Bertini G., Gianelli G., Pandeli E. e Puxeddu M. (1985). Distribution of hydrothermal minerals in Larderello-Travale and Mt. Amiata geothermal fields. *Geoth. Res. Council Transactions*, 9, 261-266.

Bertrami R., Cioni R., Corazza E., D'Amore F. e Marini L. (1985). Carbon monoxide in geothermal gases. Reservoir temperature calculations at Larderello (Italy). *Geoth. Res. Council Transactions*, 9, 299-303.

Bini C., Morlunghi F., Giaquinto S. e Lupi S. (1976). Studio idrogeochimico delle acque naturali dell'Umbria: bacini del settore centro-meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 1489-1508.

Bird K.D., Schiffman P., Elders W.A. e Williams A.E. (1984). Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Econ. Geol.*, 79, 671-695.

Bottinga Y. (1969). Carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 301-307.

Buonasorte G., Cataldi R., Ceccarelli A., Costantini A., D'Offizi S., Lazzarotto A., Ridolfi A., Baldi P., Barelli A., Bertini G., Bertrami R., Calamai A., Cameli G., Corsi R., Dacquino C., Fiordelisi A., Ghezzi A. e Lovari F. (1988). Ricerca ed esplorazione nell'area geotermica di Torre Alfina (Lazio-Umbria). *Boll. Soc. Geol. It.*, 107, 265-337.

Cavarretta G., Gianelli G. e Puxeddu M. (1980). Hydrothermal metamorphism in the Larderello geothermal field. *Geothermics*, 9, 297-314.

Cavarretta G., Gianelli G. e Puxeddu M. (1982). Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the physicochemical parameters of the fluid in the Larderello-Travale geothermal field. *Economic Geology*, 77, 1071-1084.

Cavarretta G., Gianelli G., Scandiffio G. e Tecce F. (1985). Evolution of the Latera geothermal system II: metamorphic,

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

hydrothermal mineral assemblages and fluid chemistry. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 26, 337-364.

Cavarretta G. e Lombardi G. (1990). Origin of sulphur in the Quaternary perpotassic melts of Italy: evidence from hauyne sulphur isotope data. *Chemical Geology*, 82, 15-20.

Cavarretta G. e Tecce F. (1987). Contact metasomatic and hydrothermal minerals in the SH2 deep well, Sabatini volcanic district, Latium, Italy. *Geothermics*, 16, 127-145.

Chiodini G., Giaquinto S. e Zanzari A.R. (1982 a). Relazione tra il chimismo delle sorgenti ombre e le caratteristiche litologiche degli acquiferi. CNR-PFE, SPEG 3.

Chiodini G., Giaquinto S. e Zanzari A.R. (1982 b). Caratteri idrochimici ed analisi della distribuzione degli indicatori di fuga nelle acque del bacino del fiume Paglia. CNR-PFE, RF 16, 91-112.

Chiodini G., Comodi P., Giaquinto S., Mattioli B. e Zanzari A.R. (1988). Cold groundwater temperatures and conductive heat flow in the Mt Amiata geothermal area, Tuscany, Italy. *Geothermics*, 17, 645-656.

Chiodini G., Cioni R., Guidi M., Marini L. (1991). Chemical geothermometry and geobarometry in hydrothermal aqueous solutions: A theoretical investigation based on a mineral-solution equilibrium model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 2709-2727.

Cortecci G., Bertrami R., Ceccarelli A. (1981a). Circulation patterns and geothermometry of some Italian spring systems by sulphate isotopes. In "Proc. 3rd Water-Rock Int. Symp.", Edmonton, Canada, 115-116.

Cortecci G., Lombardi G., Reyes E., e Turi B. (1981b). A sulfur isotopic study of alunite from Latium and Tuscany, Central Italy. *Mineralium Deposita*, 16, 147-156.

Cortecci G., Reyes E., Berti G. e Casati P. (1981c). Sulfur and oxygen isotopes in Italian marine sulfates of Permian and Triassic ages. *Chemical Geology*, 34, 65-79.

D'Amore F., Panichi C., Squarci P., Bertrami R. e Ceccarelli A. (1979). Studio idrogeologico e idrogeochimico dei sistemi termali della zona Latera-Canino. CNR-PFE, SI 1, 470-482.

Deines P. (1980). The carbon isotopic composition of diamonds: relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 943-962.

Deines P. e Gold D.P. (1973). The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1709-1733.

Deines P., Langmuir D. e Harmon R.S. (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 1147-1164.

Faure G. (1986). Principles of isotope geology. 2nd edition. J. Wiley & sons. 589 p.

Funciello R., Mariotti G., Parotto M., Preite-Martinez M., Tecce F., Toneatti R. e Turi B. (1979). Geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of the Cesano geothermal field (Sabatini Mts. volcanic system, Northern Latium, Italy). *Geothermics*, 8, 55-73.

Gianelli G. (1985). On the origin of geothermal CO₂ by metamorphic processes. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104, 575-584.

Gianelli G. e Scandiffio G. (1989). The Latera geothermal system (Italy): chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin. *Geothermics*, 18, 447-463.

Gianelli G., Puxeddu M., Batini F., Bertini G., Dini I., Pandeli E. e Nicolich R. (1988). Geological model of a young volcano-plutonic system: the geothermal region of Monte Amiata (Tuscany, Italy). *Geothermics*, 17, 719-734.

Henley R.W. e Ellis A.J. (1983). Geothermal systems ancient and modern, a geochemical review. *Earth Sciences Reviews*, 19, 1-50.

Holland H.D. e Malinin S.D. (1979). The solubility and occurrence of non-ore minerals. In: "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", 2nd ed., H.L. Barnes Ed., J. Wiley, 461-508.

Kyser T.K. (1986). Stable isotope variations in the mantle. In: "Stable isotopes in high temperature geological processes", J.W. Valley, H.P. Taylor Jr., J.R. O'Neil, Eds. *Reviews in Mineralogy*, 16, 141-164.

Mahon W.A.J., McDowell G.D. e Finlayson J.B. (1980). Carbon dioxide: its role in geothermal systems. *New Zealand Jour. Sci.*, 23, 133-148.

Marinelli G. (1969). Some geological data on the geothermal areas of Tuscany. *Bull. Volcanol.*, 33, 319-333.

Marinelli G. (1975). Magma evolution in Italy. In "Geology of Italy", (C.H. Squyres Ed.) The Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, 165-219.

Marinelli G. (1978). Le problème de la perméabilité des roches d'origine volcanique dans la recherche d'un champ

ENEA
"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

géothermique. Implications de l'Hydrogéologie dans les autres Sciences de la Terre (I.H.E.S. Symposium), Montpellier (France), 11-16 Septembre 1978. Mémoire hors série CERGH-USTL Montpellier, 397-404.

Michard G., Fouillac C., Grimaud D. e Denis J. (1981). Une méthode globale d'estimation des températures des réservoirs alimentant les sources thermales. Exemple du Massif Central Français. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1199-1207.

Ohmoto H. e Rye R.O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In: "Geochemistry of hydrothermal ore deposits", 2nd ed., H.L. Barnes Ed., J. Wiley, 509-567.

Paiotti A. (1993). Il vulcano Vulture (Basilicata). Petrogenesi e geochimica isotopica. Tesi di Laurea. Università di Pisa.

Pandeli E., Bertini G., Castellucci P. (1991). The tectonic wedges complex of the Larderello area (Southern Tuscany - Italy). *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, 621-629.

Panichi C. e Tongiorgi E. (1975). Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes, and travertines of Central and Southern Italy: a preliminary prospecting method of geothermal area. 2nd UN Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, Proceedings, 815-825.

Raab M. e Spiro B. (1991). Sulfur isotopic variations during seawater evaporation with fractional crystallization. *Chemical Geology*, 86, 323-333.

Schneider A. (1970). The sulfur isotope composition of basaltic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, 95-124.

Thode H.D. e Monster J. (1965). Sulfur isotope geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.*, 4, 367-377.

Tomasson J. e Kristmannottir (1972). High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 36, 123-134.

Tonani F.B. (1970). Geochemical methods of exploration for geothermal energy. *Geothermics*, 2, 492-515.

Truesdell A.H. e Jones B.F. (1974). WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. *Jour. Res. U.S. Geol. Survey*, 2, 233-248.

Valley J.W. (1986). Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: "Stable isotopes in high temperature geological processes", J.W. Valley, H.P. Taylor Jr., J.R. O'Neil, Eds. *Reviews in Mineralogy*, 16, 445-489.

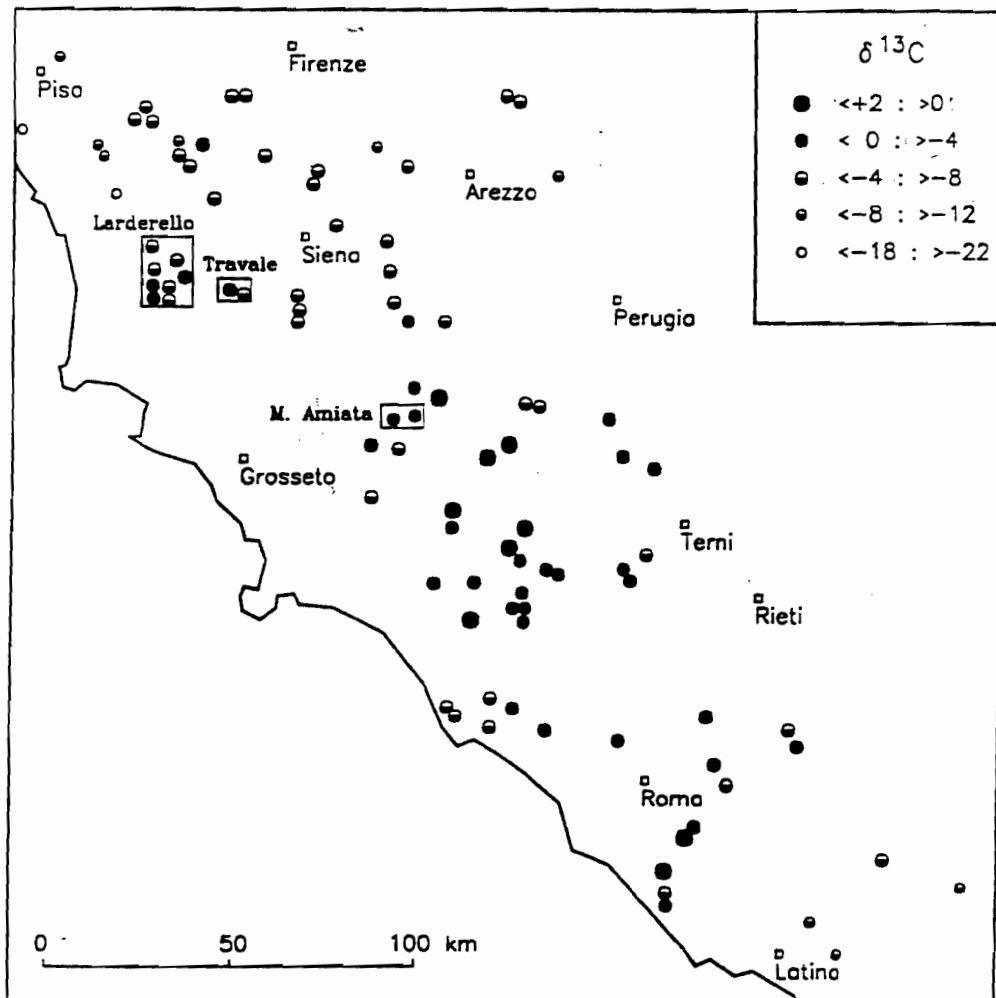
ENEA

"VALUTAZIONE DEL POTENZIALE GEOTERMICO NAZIONALE"

Wolery T.J. (1979). Calculation of chemical equilibrium between aqueous solutions and minerals: the EQ3/6 software package. Lawrence Livermore Laboratory, Report UCRL-52658.

Wolery T.J. (1983). EQ3NR. A computer program for geochemical aqueous speciation-solubility calculations: user's guide and documentation. Lawrence Livermore Laboratory, Report UCRL-53414.

Fig. 1



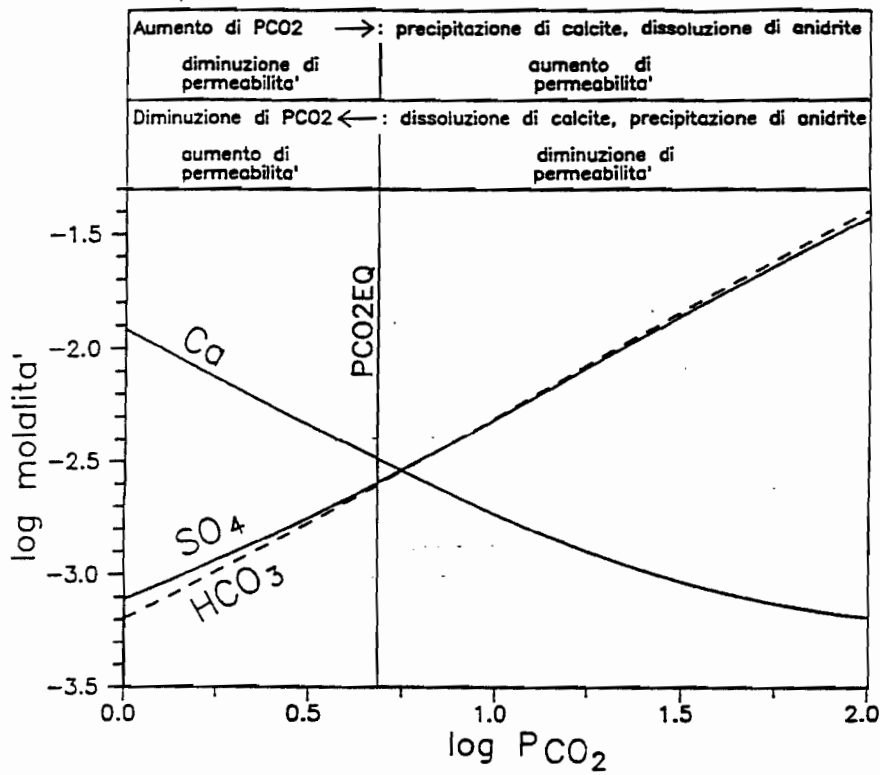


Fig. 2

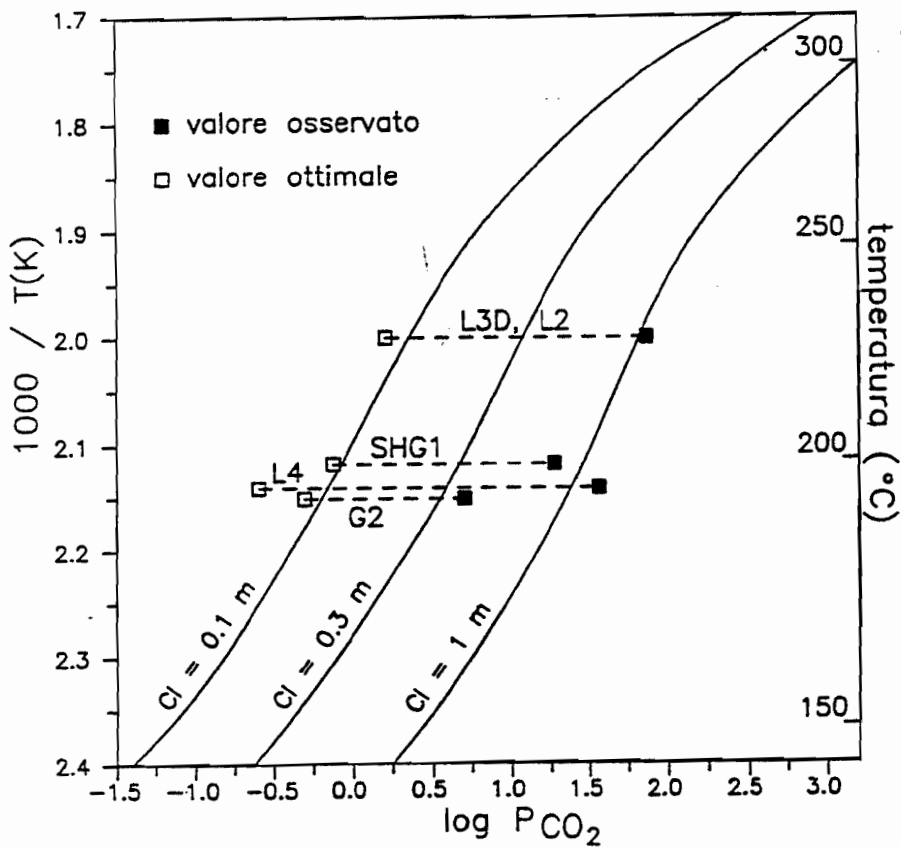


Fig. 3

Fig. 4

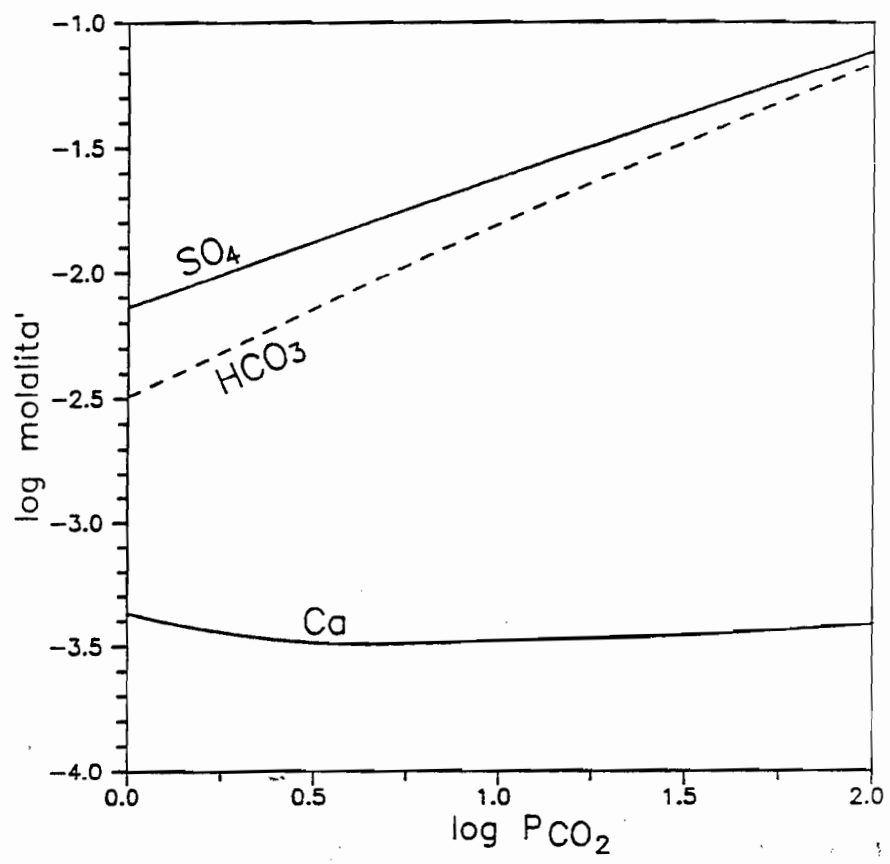
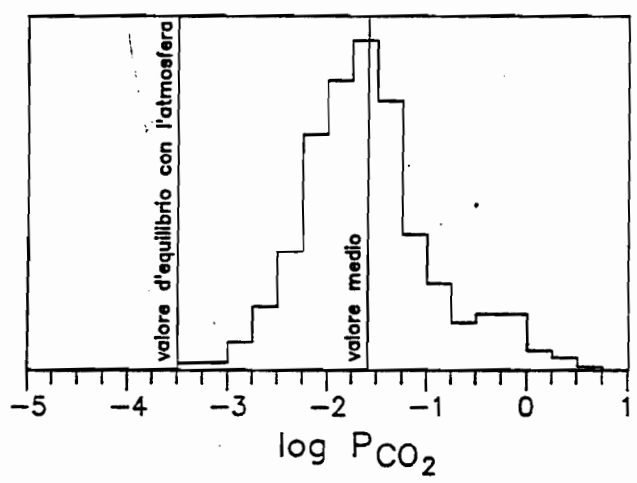


Fig. 5



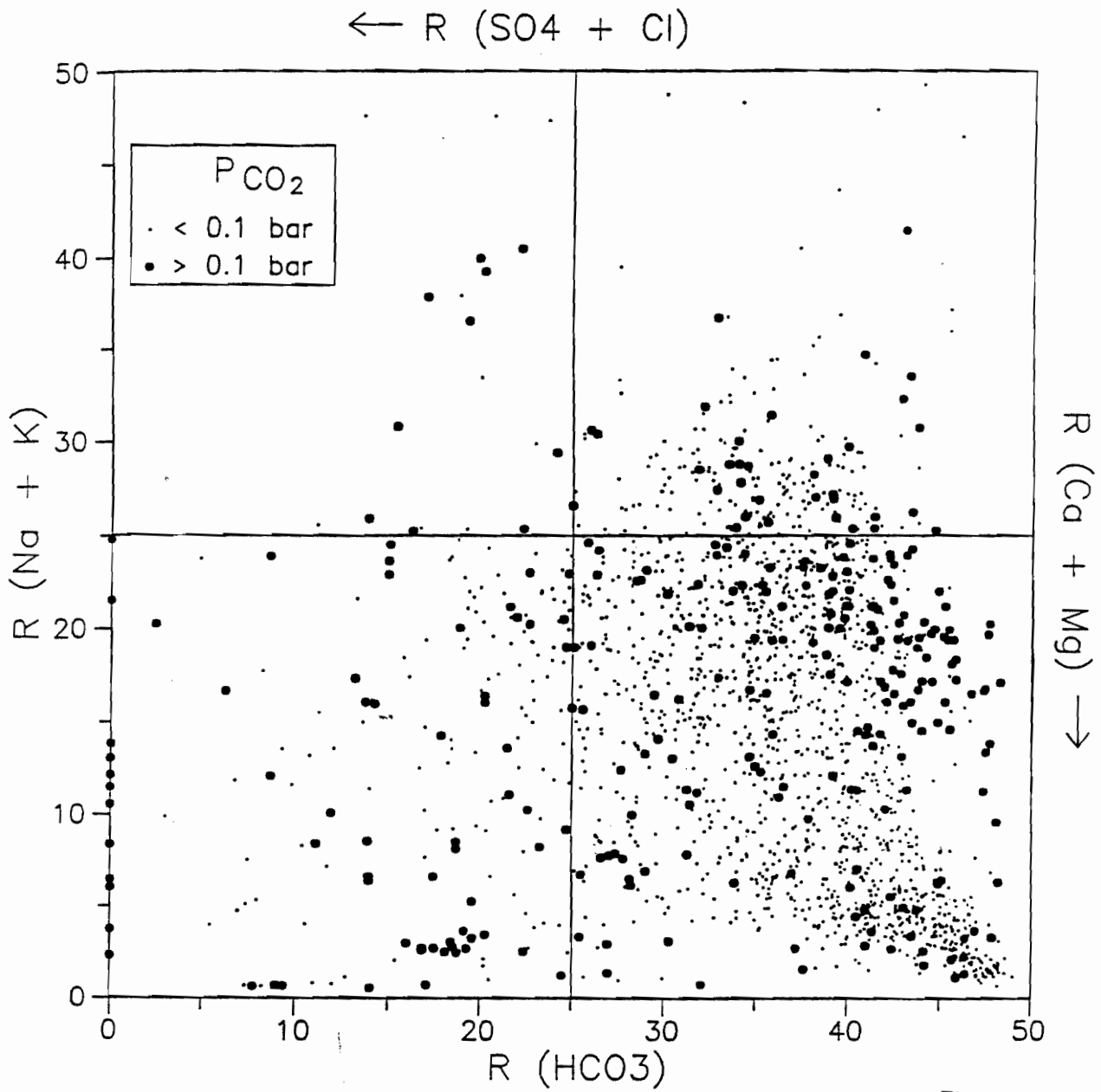


Fig. 6

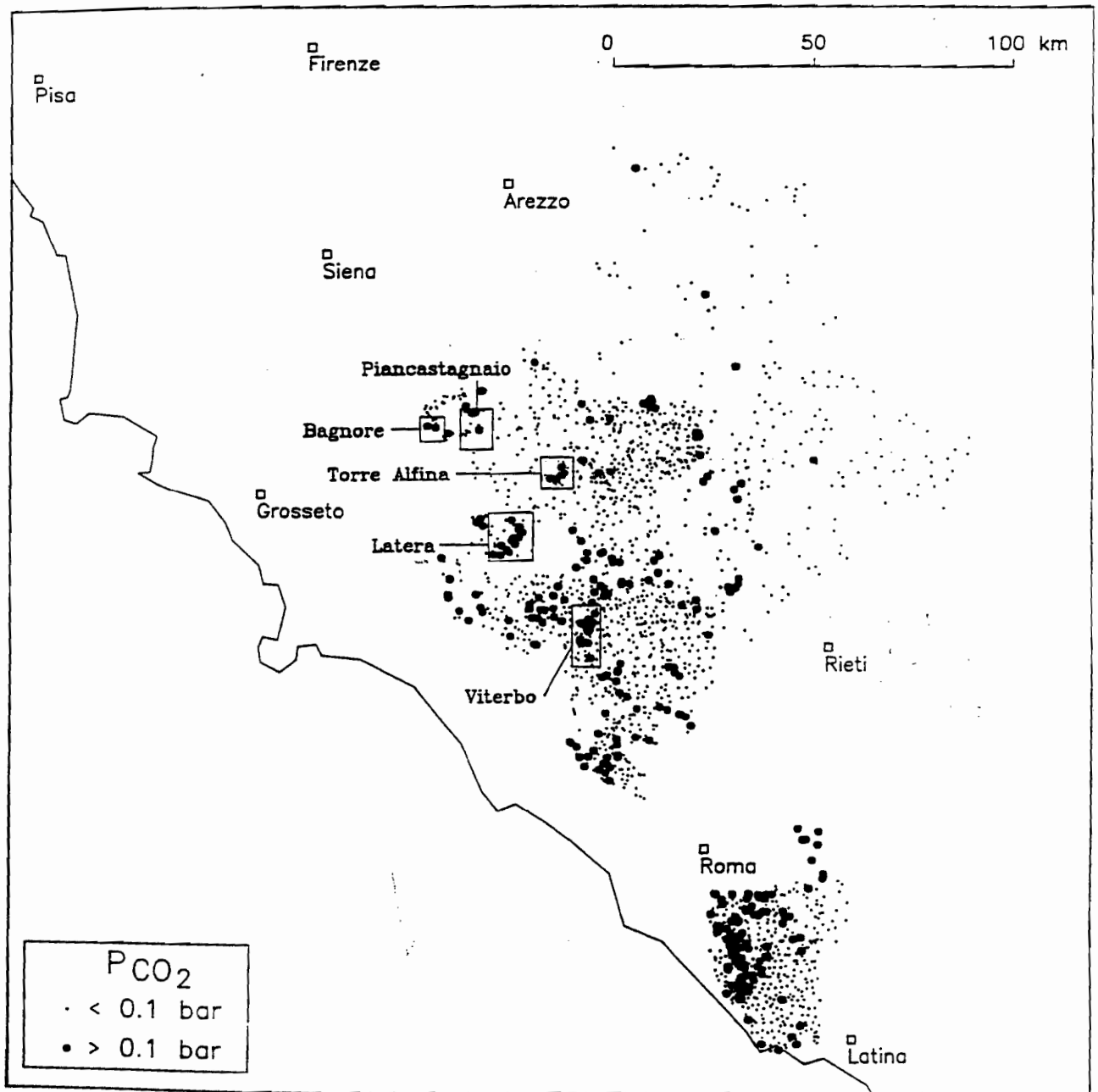


Fig. 7

