

APPLICAZIONI DELLO STUDIO DELLE INCLUSIONI FLUIDE ALLE INDAGINI SUI CAMPI GEOTERMICI

BENEDETTO DE VIVO

Centro di Geocronologia e Geochemia delle Formazioni recenti del C.N.R.,
Città Universitaria, Piazza Aldo Moro, 00185 Roma

PIERFRANCO LATTANZI

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università e Centro C.N.R. di Mineralogia
e Geochemia dei Sedimenti, Via La Pira 4, 50121 Firenze

RIASSUNTO. — Le inclusioni fluide nei cristalli dei minerali costituiscono la testimonianza più diretta della fase fluida con la quale il cristallo interagì al momento della sua formazione (inclusioni primarie) o in epoca successiva (inclusioni secondarie). Pertanto, lo studio delle inclusioni fluide nei minerali formati per interazione fra fluidi idrotermali e rocce incassanti nei campi geotermici permette di ricostruire le caratteristiche dei fluidi presenti in passato nel campo geotermico. Il confronto di tali caratteristiche con quelle dei fluidi geotermici attuali consente quindi di tracciare l'evoluzione passata del campo geotermico, ed eventualmente di formulare ipotesi sulla sua evoluzione futura.

A titolo di esempio, vengono riportati i risultati relativi ai campi geotermici delle Broadlands (Nuova Zelanda), di Los Alamos (New Mexico) e di Larderello (Toscana). In particolare, a Larderello i dati ottenuti sulle inclusioni fluide indicano, in accordo con i modelli correntemente accettati, che il fluido attuale, costituito essenzialmente da vapore surriscaldato, può essere derivato dall'ebollizione di una fase liquida inizialmente dominante.

ABSTRACT. — The fluid inclusions in minerals are the most direct witness of the fluid phase with which the minerals interacted at the moment of their formation (primary inclusions) or in a subsequent age (secondary inclusions). Hence, fluid inclusion studies in minerals formed by interaction between hydrothermal fluids and wall rocks in geothermal fields make possible the reconstruction of the fluid characteristics present in the past in the geothermal field. By comparing such characteristics with those of present geothermal fluids, the past evolution of the geothermal field can be traced and hypotheses about its future evolution formulated.

As an example are reported the results obtained on the geothermal fields of Broadlands (New Zealand), Los Alamos (New Mexico) and Larderello (Tuscany). In particular, the data obtained on the fluid inclusions of Larderello show that the present fluid, in agreement with the generally accepted models, made up essentially of superheated steam, may derive from the boiling of a liquid phase initially dominant.

Introduzione

Negli ultimi anni, è venuto sempre più affermandosi il concetto che una grande varietà di fenomeni geologici si sono sviluppati in presenza di fluidi, le cui caratteristiche hanno determinato in modo sostanziale l'evoluzione dei fenomeni stessi (cfr. FYFE et al., 1978). Di tali fasi fluide abbiamo attualmente alcuni esempi direttamente osservabili, quali i fluidi geotermici, le « brines » dei campi petroliferi, le emanazioni vulcaniche, ecc.

Per quanto riguarda il passato, la testimonianza più diretta, e spesso affatto l'unica, della fase fluida presente durante eventi geologici accaduti milioni e anche miliardi di anni addietro, è rappresentata dalle inclusioni fluide, minuscole gocce di fluido intrappolate nei minerali al momento della loro formazione (inclusioni primarie) o nel corso di eventi posteriori (inclusioni secondarie). Lo studio di tali inclusioni sta divenendo oramai una tecnica fondamentale d'indagine in svariati campi delle scienze della terra, dalla giacimentologia alla petrologia, con notevoli ricadute anche applicative. Un panorama sufficientemente completo e aggiornato delle conoscenze sull'origine e il significato delle inclusioni fluide in una varietà di contesti geologici è stato presentato recentemente da HOLLISTER & CRAWFORD (1981).

Nello studio dei campi geotermici, la conoscenza della natura dei fluidi presenti in passato nel campo ed il confronto con i fluidi attuali, è di fondamentale importanza per una corretta ricostruzione dell'evoluzione pas-

sata, una migliore comprensione della situazione presente, ed un'attendibile previsione sull'evoluzione futura del campo. Recentemente, è stato riconosciuto che la durata di alcuni campi geotermici può essere sorprendentemente lunga (dell'ordine di qualche milione di anni: WHITE, 1974; DEL MORO et al., 1982). È possibile che nel corso di un tale lasso di tempo i fluidi presenti nel campo abbiano subito drastiche trasformazioni, o addirittura si siano succeduti fluidi aventi origini affatto diverse (WETLAUFER et al., 1979). È possibile ricavare informazioni indirette sulla natura di tali fluidi dallo studio dei minerali risultanti dalla loro interazione con le rocce incassanti (ad es., CAVARRETTA et al., 1982). Tuttavia, lo studio delle inclusioni fluide in tali minerali appare il metodo più diretto di ricostruzione delle caratteristiche di tali fluidi. Pertanto, gli studi di inclusioni fluide applicati ai campi geotermici sono in crescente sviluppo, pur rappresentando ad oggi una quota molto modesta dell'abbondantissima letteratura sulle inclusioni fluide.

In questa relazione, riporteremo i risultati di alcuni lavori come esempi che bene illustrano le potenzialità di questi studi. Per una bibliografia completa, rimandiamo a ROEDDER (1968-1972) e ROEDDER & KOZLOWSKI (1973 e segg.). Poichè la grande maggioranza dei dati sulle inclusioni fluide, compresi quelli relativi ai campi geotermici, sono ottenuti con tecniche microtermometriche, premetteremo all'illustrazione dei risultati un breve sommario di tali tecniche.

Elementi di tecniche microtermometriche

Benchè altre più sofisticate tecniche strumentali (analisi chimiche, gascromatografia, spettroscopia Raman: si veda HOLLISTER, 1981) stiano diventando d'impiego sempre più diffuso, l'indagine microtermometrica è destinata a rimanere fondamentale e per molti aspetti insostituibile in ogni studio di inclusioni fluide, così come l'indagine microscopica costituisce tuttora la base di ogni studio petrografico. La microtermometria infatti unisce i pregi di una tecnica non distruttiva richiedente una relativa semplicità di preparazione e strumentazione, ad una sor-

prendente quantità di informazioni potenzialmente ottenibili (ROEDDER, 1972). La letteratura concernente i vari aspetti pratici della microtermometria è attualmente abbastanza ricca (ad es., HOLLISTER et al., 1981) e ci limiteremo qui a riassumerne i fondamenti tecnici più rilevanti.

Requisito fondamentale per lo studio ottico e microtermometrico è la preparazione del campione in forma di sezione sottile *doppiamente* lucidata: i fenomeni di diffusione della luce prodotti da una superficie non perfettamente lucida rendono difficile e talvolta impossibile l'osservazione dei caratteri delle inclusioni e delle transizioni di fase durante gli esperimenti microtermometrici. La preparazione di sezioni sottili doppiamente lucidate è facilmente eseguibile con le normali attrezzature di un laboratorio minero-petrografico (v. p. es. BRUMBY & SHEPHERD, 1978). L'unica avvertenza consiste nell'utilizzare per il montaggio della sezione sul vetrino una resina facilmente solubile in appropriato solvente (ad es., il cemento Lakeside, solubile in acetone) per poter rimuovere la sezione dal vetrino di supporto per trasferirla alla camera microtermometrica. Inoltre, in qualche caso è sconsigliabile l'utilizzazione di procedure di montaggio con resine a caldo, che potrebbero causare la decrepitazione di inclusioni a bassa temperatura di omogeneizzazione (ad es., in minerali dei giacimenti tipo Mississippi Valley). Nel caso di minerali con sfaldatura perfetta (ad es., calcite o fluorite), una discreta alternativa alla preparazione di sezioni sottili doppiamente lucidate consiste talvolta nell'utilizzare solidi di sfaldatura presentanti due superfici parallele.

La grande maggioranza delle inclusioni fluide utilizzate in microtermometria hanno dimensioni inferiori ai 50 μm , pertanto per una buona osservazione è indispensabile disporre di un oculare e di un obiettivo ad alto ingrandimento (16x o 25x per il primo, 16-50x per il secondo). L'obiettivo dovrà inoltre avere una distanza focale sufficiente a consentire l'osservazione del campione alloggiato nella camera microtermometrica. A tale scopo risultano molto utili gli obiettivi da tavolino universale. Inoltre, il microscopio dovrà essere attrezzato con un opportuno condensatore, per minimizzare gli effetti di

riflessione totale che si verificano all'interfaccia tra il fluido — generalmente a basso indice di rifrazione — e il cristallo, specie se questo ha indice di rifrazione molto alto (ad es., la blenda). Per lo stesso scopo è pure utile un illuminatore a fibre ottiche. Infine, è conveniente interporre tra la sorgente d'illuminazione e la camera microtermometrica un filtro infrarosso (è sufficiente un disco di vetro al cobalto) per eliminare possibili interferenze nel regime termico della camera.

Attualmente esistono in commercio diversi tipi di camere microtermometriche appositamente progettate per lo studio delle inclusioni fluide. Il primo di essi fu prodotto dalla Chaixmeca (Nancy, Francia); il modello originale (POTY et al., 1976) è stato più volte modificato, sia dal costruttore che da alcuni utenti (p. es. BURRUS, 1977; CUNNINGHAM & CAROLLO, 1980). Un altro modello è prodotto dalla britannica Linkam (SHEPHERD, 1981). Il tipo più recente si basa su un progetto di ricercatori dell'U.S. Geological Survey (WERRE et al., 1979), ed è commercializzato in due versioni leggermente diverse dal Sigma Gamma Epsilon Chapter, University of Arizona, e dalla Fluid Inc. di Denver, Colorado. Vantaggi e svantaggi dei vari modelli sono discussi da HOLLISTER et al., (1981): essi risultano comunque superiori a camere microtermometriche di più vecchia concezione (ad es., Leitz 350 e 1350), non specificamente destinate allo studio delle inclusioni fluide. Il limite principale dei modelli sopra descritti sta nella temperatura massima raggiungibile (600°-700° C), decisamente insufficiente per lo studio di inclusioni vetrose in rocce magmatiche. Per queste ultime, l'apparato più comunemente usato è probabilmente il Leitz 1350.

Ogni camera microtermometrica richiede un'accurata calibrazione, per tenere conto delle differenze tra la temperatura effettiva del campione e quella registrata dal sensore; tale differenza può essere anche di parecchi gradi centigradi. La calibrazione viene effettuata osservando la differenza tra la temperatura teorica e quella registrata dall'apparecchio per la fusione di sostanze purissime a punto di fusione noto. Interpolando tra osservazioni relative a diverse sostanze op-

portunamente scelte, si costruisce una curva di taratura in base alla quale si opera la correzione della temperatura letta dallo strumento (v. p. es. KONNERUP-MADSEN, 1977; MACDONALD & SPOONER, 1981).

Infine, poichè all'interno della camera l'equilibrio termico si stabilisce con relativa lentezza, è indispensabile che la velocità di riscaldamento sia molto bassa (0,1-0,3° C/min.), specialmente in misure condotte a basse temperature.

Le proprietà dei fluidi ricavabili da osservazioni microtermometriche sono svariate (cfr. p. es. ROEDDER, 1972; HOLLISTER et al., 1981). Le principali sono le seguenti:

— misure a temperatura inferiore a quella ambiente (criometria): nel caso di fluidi acquosi si possono determinare la temperatura di inizio fusione (spesso indicata in letteratura come T_i) e la temperatura finale di fusione del ghiaccio (T_m); esse sono correlate alla salinità totale e alla composizione del fluido. Nel caso di gas condensabili, ad es. CO_2 , si possono determinare la temperatura del punto triplo e quella di decomposizione dell'eventuale clatrato: la prima permette di identificare il gas presente, la seconda è correlata alla salinità del fluido acquoso coesistente con il gas;

— misure a temperatura superiore all'ambiente: la più importante grandezza determinabile è la temperatura di omogeneizzazione (T_h), parziale o totale, ossia la temperatura alla quale l'inclusione, polifase a temperatura ambiente, diventa monofase. Tale temperatura corrisponde alla temperatura d'intrappolamento (e quindi, nel caso di inclusioni primarie, alla temperatura di formazione del minerale ospite), a meno di una correzione di pressione che può essere calcolata ove la pressione d'intrappolamento sia nota da stime indipendenti e ove siano note le proprietà $P-V-T$ del fluido intrappolato.

Esempi di applicazioni a campi geotermici

Broadlands, Nuova Zelanda

BROWNE et al. (1976) studiano le inclusioni fluide in minerali idrotermali (quarzo e blenda) provenienti da carotaggi effettuati nel campo geotermico di Broadlands, Nuova Zelanda. Vengono osservate inclusioni sia

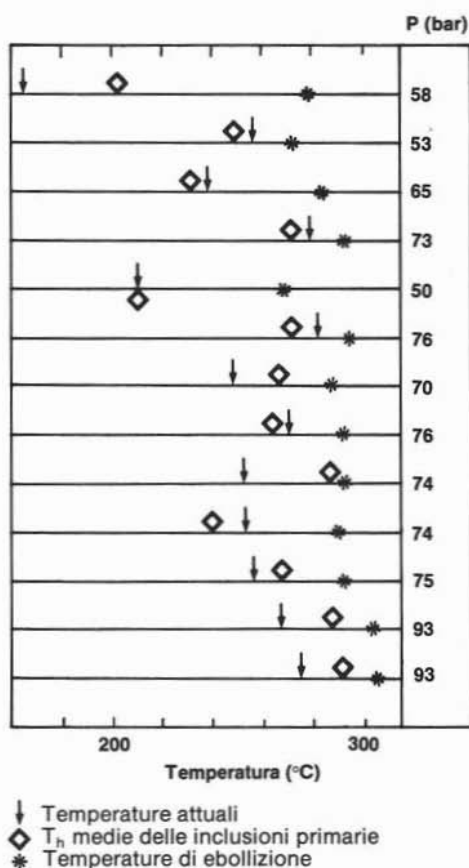


Fig. 1. — Temperature di omogeneizzazione di inclusioni fluide, temperature misurate attualmente e temperature di ebollizione calcolate per i fluidi in sondaggi del campo geotermico di Broadlands, Nuova Zelanda (da BROWNE et al., 1976, semplificato).

primarie che secondarie, con le seconde nettamente predominanti sulle prime. Tutte le inclusioni sono bifase e omogeneizzano in fase liquida. Solo nei campioni di un paio di sondaggi viene registrata la presenza di inclusioni ricche in vapore coesistenti con inclusioni ricche in liquido: ciò viene interpretato come testimonianza che il cristallo ospite è stato depositato da un fluido in ebollizione. Al contrario, i liquidi attualmente ritrovati nei pozzi sono caratterizzati da temperature ben al di sotto del punto di ebollizione dell'acqua (fig. 1). Tale differenza tra la situazione attuale e quella registrata dalle inclusioni fluide può essere spiegata, secondo gli autori, in tre modi:

— se la temperatura e la composizione

dei fluidi è rimasta costante, allora la pressione dei fluidi al momento dell'intrappolamento delle inclusioni doveva essere circa 30 bars più bassa di quella attuale. In tal caso, la falda acquifera era più bassa di quella attuale, oppure esisteva un carico di sedimenti minore, oppure ancora alcune aree del campo erano « a vapore dominante »;

— se la pressione e la composizione dei fluidi è rimasta invariata, la temperatura in alcune aree del campo era circa 30° C più alta di quella attuale. In effetti, le inclusioni interpretate come evidenza di ebollizione dei fluidi presentano T_h più alte delle temperature registrate oggi negli stessi pozzi;

— se la pressione e la temperatura sono rimaste più o meno costanti, una variazione nella composizione dei fluidi può aver abbassato la curva di pressione di vapore di circa 30° C. L'effetto di una variazione del contenuto di sali disciolti è considerato irrilevante (una variazione di concentrazione di 20.000 ppm corrisponde ad una variazione di soli 0,3° C del punto di ebollizione); al contrario, variazioni del contenuto di CO_2 possono ampiamente spiegare la differenza di pressione di vapore, che viene abbassata in modo sensibile anche da un piccolo aumento di CO_2 . Il confronto tra le curve della pressione di vapore per concentrazioni di CO_2 di 0,20 moli % (corrispondente a quella dei fluidi profondi attuali) e 0,60 moli % indica che una tale concentrazione sarebbe stata sufficiente a causare nel passato ebollizione dei fluidi a temperature equivalenti alle attuali (fig. 2). Gli autori non hanno alcuna evidenza diretta in merito ai valori di concentrazione di CO_2 nei fluidi al momento dell'intrappolamento delle inclusioni. Tuttavia, la presenza di circa il 10 % di calcite e l'assenza di minerali quali epidoto e wairakite in carote provenienti dai sondaggi studiati fa ritenere che tale concentrazione doveva essere relativamente alta. Inoltre, nei campi geotermici della Nuova Zelanda le concentrazioni di CO_2 sono attualmente molto variabili, il che rende probabile che apprezzabili variazioni si siano verificate anche in passato.

Rispetto ai tre meccanismi sopra menzionati, gli autori danno la loro preferenza al terzo, poichè è quello che prevede meno

variazioni del sistema geotermico nel suo insieme. Tra l'altro, una diminuzione di concentrazione di CO_2 giustificerebbe anche la più alta salinità apparente osservata nelle inclusioni rispetto alla salinità dei fluidi attuali. Infatti, una maggiore concentrazione di CO_2 determina un abbassamento del punto di congelamento, e quindi una maggiore salinità apparente, delle soluzioni contenute nelle inclusioni (COLLINS, 1979).

Los Alamos, New Mexico

L'area di Los Alamos, interessata da un alto gradiente geotermico ($50^\circ\text{-}60^\circ\text{C/km}$) è stata prescelta come sito di un esperimento di sfruttamento del calore delle rocce in assenza di rilevanti quantità di fluidi circolanti (KOLSTAD & MCGETCHIN, 1978). BURRUS & HOLLISTER (1979) hanno studiato circa 300 inclusioni fluide in quarzo e K-feldspato provenienti sia da carotaggi che da campioni di simile età e mineralogia (gneiss granitici precambriani) prelevati nell'area adiacente di Jemez Springs.

La grande maggioranza delle inclusioni sono acquose, con 0-10% vapore a temperatura ambiente. Sono presenti altresì inclusioni a CO_2 pura e a $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. Il rapporto vapore/liquido nelle inclusioni generalmente aumenta all'aumentare della profondità. Le temperature iniziali di fusione (T_e), molto prossime all'eutettico ternario del sistema $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ (-52°C) suggeriscono la presenza di CaCl_2 oltre a NaCl nei fluidi.

In fig. 3 sono riportate le temperature di omogeneizzazione (T_h) e le temperature di fusione finale del ghiaccio (T_m) nelle inclusioni dei campioni dei carotaggi profondi; in fig. 4, le stesse temperature relativamente ai campioni raccolti in superficie o provenienti dai livelli più superficiali dei carotaggi.

Le inclusioni superficiali mostrano un intervallo di T_h molto ampio, conseguenza di intrappolamento in epoche diverse nell'arco dell'intera storia delle rocce ospiti. Tali inclusioni potrebbero rappresentare: a) fluidi magmatici o post-magmatici di alta temperatura; b) fluidi metamorfici; c) fluidi tardivi, rappresentanti acque meteoriche circolanti in profondità nei vari stadi di raffreddamento delle rocce fino a un gradiente geotermico « normale » (circa 20°C/km).

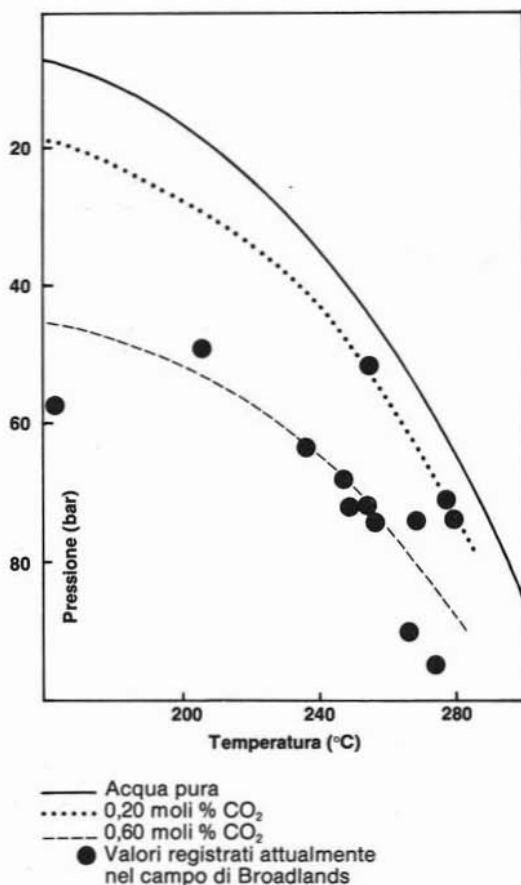


Fig. 2. — Curve della pressione di vapore per acqua pura e soluzioni contenenti rispettivamente 0,20 e 0,60 moli % di CO_2 . - ● = valori attualmente registrati nei sondaggi del campo di Broadlands (da BROWNE et al., 1976).

Al contrario, le inclusioni profonde mostrano un intervallo di T_h molto più ristretto; anche le T_m , pur risultando disperse su un intervallo relativamente ampio, appaiono un po' più omogenee che non nei campioni superficiali. Tale differenza viene interpretata assumendo che le inclusioni fluide nei campioni profondi siano il risultato di un processo di riequilibrio, prodotto dall'instaurarsi del campo geotermico, di inclusioni fluide le cui caratteristiche originali non erano sostanzialmente dissimili da quelle dei campioni superficiali. Un possibile meccanismo di riequilibrio implica una microfratturazione idraulica in conseguenza della decrepitazione delle inclusioni fluide intrappolate a bassa temperatura. In un simile

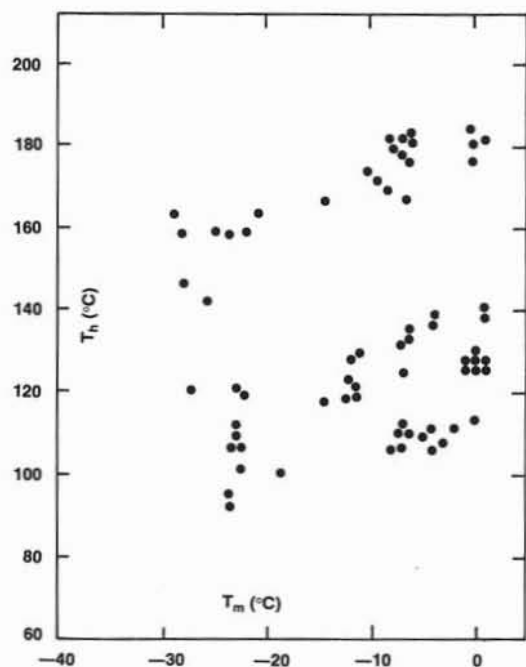


Fig. 3. — Temperature di omogeneizzazione e di fusione finale del ghiaccio di inclusioni fluide in carotaggi profondi dell'area geotermica di Los Alamos, New Mexico (da BURRUSS & HOLLISTER, 1979, semplificato).

processo, la pressione dei fluidi corrispondeva grosso modo a quella litostatica. L'intervallo relativamente ampio di salinità osservato nelle inclusioni profonde testimonia la natura « secca » del campo geotermico: infatti, un processo di riequilibrio avvenuto in presenza di abbondanti fluidi intergranulari nelle rocce avrebbe condotto a un generale mescolamento, e quindi a una maggiore uniformità delle salinità.

In fig. 5, le profondità dei campioni nei sondaggi vengono convertite in pressione applicando un fattore di conversione di 270 bar/km (regime di pressione litostatico). Correggendo le T_h delle inclusioni fluide in base a tali stime di pressione, vengono calcolate le corrispondenti temperature di intrappolamento. Tali temperature risultano fino a 30° C più alte di quelle attualmente misurate alle stesse profondità; esse inoltre definiscono un gradiente geotermico « fossile » di 70° C/km, ossia più alto di quello attuale. Tali conclusioni sono di particolare rilevanza

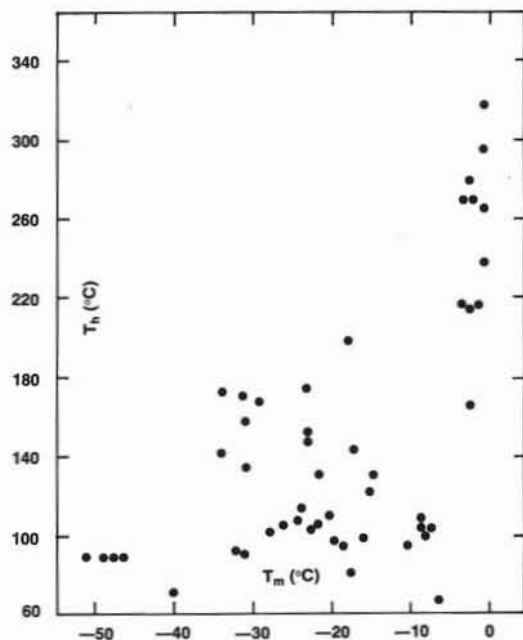


Fig. 4. — Temperature di omogeneizzazione e di fusione finale del ghiaccio di inclusioni fluide in campioni superficiali dell'area di Los Alamos (da BURRUSS & HOLLISTER, 1979, semplificato).

per la ricostruzione della storia termica dell'area studiata.

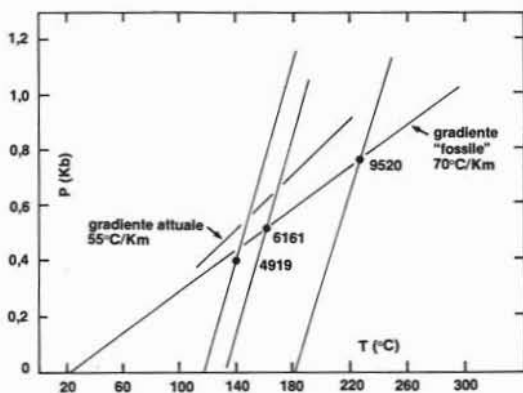


Fig. 5. — Temperature di intrappolamento calcolate per le inclusioni fluide nei carotaggi profondi di Los Alamos correggendo le temperature di omogeneizzazione per una pressione corrispondente ad un gradiente barico litostatico di 270 bar/km. Le temperature così calcolate definiscono un gradiente termico di circa 70° C/km, superiore all'attuale (55° C/km) (da BURRUSS & HOLLISTER, 1979, semplificato).

Toscana Meridionale

Gli autori di questa relazione hanno studiato, in collaborazione con H. BELKIN dell'U.S. Geological Survey e G. GIANELLI dell'Istituto Internazionale di Ricerche Geotermiche, le inclusioni fluide in minerali provenienti da carotaggi nei campi geotermici di Larderello e Piancastagnaio nella Toscana meridionale (BELKIN et al., 1983, 1984). Le inclusioni studiate sono rappresentate sia da inclusioni primarie in minerali formati per interazione tra fluidi geotermici e rocce incassanti, sia da inclusioni secondarie in minerali preesistenti. Sono stati riconosciuti quattro tipi di inclusioni: *a*) inclusioni bifase a liquido dominante; *b*) inclusioni bifase a vapore dominante; *c*) inclusioni polifase ipersaline (liquido + vapore + NaCl solido \pm un altro solido, probabilmente CaSO_4); *d*) inclusioni trifase ricche in CO_2 (liquido acquoso + CO_2 liquida + vapore ricco in CO_2). Le temperature di omogeneizzazione sono abbastanza simili per tutti i tipi di inclusioni; esse sono per lo più comprese tra 240° e 340° C. Quelle del tipo *b*) sono in media un po' più alte, e sono interpretate come valori spuri risultanti dall'intrappolamento di un fluido non omogeneo. La coesistenza ubiquitaria di inclusioni ricche in liquido e ricche in vapore è interpretata come evidenza dell'ebollizione dei fluidi. I risultati dimostrano come l'attuale fase vapore dominante nel campo derivi dall'ebollizione di una fase liquida inizialmente presente: in particolare, i diversi tipi di inclusioni osservate possono essere interpretati come il risultato dell'ebollizione di una fase acquosa inizialmente omogenea e caratterizzata da moderate concentrazioni di sali e CO_2 ; l'ebollizione ha prodotto un liquido residuale ad alta salinità, ed un vapore localmente ricco in CO_2 . Le temperature risultanti dallo studio delle inclusioni fluide sono abbastanza simili a quelle misurate o calcolate attualmente, dimostrando che il regime termico del campo non è mutato in modo sostanziale dalla deposizione dei minerali idrotermali a oggi. Solo in alcune aree periferiche del campo (Val Pavone) vi sono indicazioni di raffreddamento. Degna di menzione è la situazione riscontrata nel sondaggio Sasso 22. Le temperature definite dalle inclusioni fluide

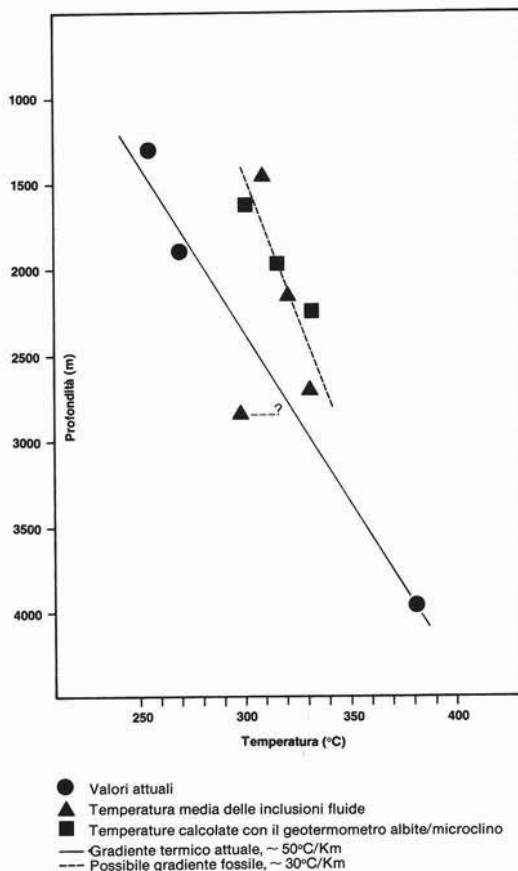


Fig. 6. — Temperature di omogeneizzazione medie e calcolate con il geotermometro albite/K-feldspato in campioni provenienti dal sondaggio Sasso 22 nell'area di Larderello, confrontate con le temperature attualmente misurate. Le rette *a*) e *b*) rappresentano le rispettive rette di regressione (da BELKIN et al., 1984).

e dal geotermometro albite/K-feldspato sono fino a una certa profondità maggiori di quelle attuali, e sembrano definire un gradiente « fossile » nettamente più basso di quello attuale (circa 30° C/km a paragone degli attuali 50° C/km: fig. 6). Tuttavia, una possibile interpretazione di questi risultati è che i minerali idrotermali siano stati depositi da fluidi in ebollizione intermittente risalenti lungo fratture da un serbatoio a temperatura più o meno costante situato in profondità: tali fluidi evidentemente potevano essere, al momento della precipitazione dei minerali, più caldi delle rocce circostanti. È quindi

possibile che le temperature delle rocce ed il gradiente termico da esse definito non fossero molto dissimili da quelli attuali.

Ringraziamenti. — Si ringraziano il Prof. G. TANELLI per la lettura del manoscritto e la Signa S. BRANDI per la dattiloscrittura del testo.

BIBLIOGRAFIA

- BELKIN H., DE VIVO B., GIANELLI G., LATTANZI P. (1983) - *Fluid inclusion reconnaissance study of hydrothermal minerals from geothermal fields of Tuscany, Italy*. Proc. IV Internat. Water-Rock Interact. Symp., Misasa, 43-47.
- BELKIN H., DE VIVO B., GIANELLI G., LATTANZI P. (1984) - *Fluid inclusion studies on geothermal fields of Tuscany, Italy*. Geothermics (in stampa).
- BROWNE P.R.L., ROEDDER E., WODZICKI A. (1976) - *Comparison of past and present geothermal waters from a study of fluid inclusions, Broadlands fields, New Zealand*. In: CADEK J. & PACES T. (eds.), Proc. Water-Rock Interact. Symp., Czechoslovakia 1974, 140-149.
- BRUMBY G.C., SHEPHERD T.J. (1978) - *Improved sample preparation for fluid inclusion studies*. Mineral. Mag., 42, 297-298.
- BURRUS R.C. (1977) - *Analysis of fluid inclusions in graphitic metamorphic rocks from Bryant Pond, Maine, and Kbtada Lake, British Columbia*. Ph. D. thesis, Princeton University.
- BURRUS R.C., HOLLISTER L.S. (1979) - *Evidence from fluid inclusions for a paleogeothermal gradient at the geothermal test well sites, Los Alamos, New Mexico*. J. Volc. Geotherm. Res., 5, 163-177.
- CAVARETTA G., GIANELLI G., 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*. Econ. Geol., 77, 1071-1084.
- COLLINS P.L.F. (1979) - *Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity*. Econ. Geol., 74, 1435-1444.
- CUNNINGHAM C.G., CAROLLO C. (1980) - *Modification of a fluid inclusion heating/freezing stage*. Econ. Geol., 75, 335-337.
- DEL MORO A., PUXEDDU M., RADICATI DI BROZOLO F., VILLA M. (1982) - *Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300°-400° C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 340-349.
- FYFE W.S., PRICE N.J., THOMPSON A.B. (1978) - *Fluids in the Earth's crust*. Elsevier, Amsterdam.
- HOLLISTER L.S. (1981) - *Techniques for analyzing fluid inclusions*. In: HOLLISTER L.S. & CRAWFORD M.L. (eds.) - *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineral. Ass. Canada Short Course Handb., 6, 272-277.
- HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L. (1981) - *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineral. Ass. Canada Short Course Handb., 6.
- HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L., ROEDDER E., BURRUS R.C., SPOONER E.T.C., TOURET J. (1981) - *Practical aspects of microthermometry*. In: HOLLISTER L.S. & CRAWFORD M.L. (eds.) - *Fluid inclusions: applications to petrology*. Mineral. Ass. Canada Short Course Handb., 6, 278-304.
- KOLSTAD C.D., MCGETCHIN T.R. (1978) - *Thermal evolution models for the Valles caldera with reference to a hot-dry-rock geothermal experiment*. J. Volc. Geotherm. Res., 3, 197-218.
- KONNERUP-MADSEN J. (1977) - *Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivatt granite, South Norway*. Am. J. Sci., 277, 673-696.
- MACDONALD A.J., SPOONER E.T.C. (1981) - *Calibration of a Linkam TH600 programmable heating-cooling stage for microthermometric examinations of fluid inclusions*. Econ. Geol., 76, 1248-1258.
- POTY B., LEROY J., JACHIMOVICZ L. (1976) - *Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca*. Bull. Minéral., 99, 182-186.
- ROEDDER E. (1968-1972) - *Fluid inclusion research*. Proceedings of COFFI, voll. 1-5.
- ROEDDER E. (1972) - *Composition of fluid inclusions*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 440JJ.
- ROEDDER E., KOZLOWSKI A. (1973-1979) - *Fluid inclusion research*. Proceedings of COFFI, voll. 6-12, University of Michigan Press, Ann. Arbor.
- SHEPHERD T.J. (1981) - *Temperature programmable heating-freezing stage for microthermometric analysis of fluid inclusions*. Econ. Geol., 76, 1244-1247.
- WERRE R.W., BODNAR R.J., BETHKE P.M., BARTON P.B. (1979) - *A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage*. Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. 11, 539.
- WETLAUFER P.H., BETHKE P.M., BARTON P.B., RYE R.O. (1979) - *The Creede Ag-Pb-Zn-Cu-Au district, central San Juan Mountains, Colorado: a fossil geothermal system*. Proc. V IAGOD Symp., Snowbird (Utah), 159-164.
- WHITE D.E. (1974) - *Diverse origins of hydrothermal ore fluids*. Econ. Geol., 69, 954-973.