

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	62 (1982)
Heft:	2
Artikel:	Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino)
Autor:	Mercalli, Ivan
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-47971

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 15.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino)

De crystallo, cui aqua inerat.
Claudius Claudianus

di *Ivan Mercolli**

Abstract

A layer in the triassic dolomitic marbles of the Campolungo area contains nodules of quartz, calcite, tremolite and talc. The fluid inclusions in the quartz nuclei of these nodules are the main argument of this work.

From the mineralogical and structural analysis it could be deduced that the quartz nuclei (partial with fluorite) of the nodules are anterior to the alpine metamorphism. Presumably they are either the product of an older hydrothermal activity or sedimentogenic material. They show a boudinage parallel to S_0 and S_1 (respectively the sedimentary layering and the alpine foliation originated by the isoclinal fold of the dolomitic marbles) or a remobilisation in lenses parallel to S_2 (second alpine foliation generated by the local folding of the isoclinal folds) and discordant to S_0 and S_1 .

The reaction rim separating the quartz core from the dolomitic marble is a caotic undeformed (postcinematic) fabric of tremolite and calcite. Important is the difference between the tremolite in the marble (prismatic, parallel to S_1 , rich in Al and poor in F) and the tremolite in the nodules (big radiate aggregates of acicular crystals poor in Al and rich in F).

The fluid inclusions, all secondary, could be classified as follow:

- CO_2 rich inclusions a) with more than 85% of CO_2
 b) with less than 85% of CO_2
 c) with impure CO_2
- aqueous inclusions (about 5% NaCl solution)
- multiphase inclusions with a 40–50% solution of NaCl (at room temperature they contain a NaCl crystal), a gas bubble and an unknown birefringent solid phase (the last is not always present).

The multiphase inclusions coexist always in the same fractures with the very CO_2 rich (a) inclusions. This two types of inclusions must therefore be cogenetic. The consequence is that the fluid at this time must have been unmixed in two phases (CO_2 and NaCl solution).

Relative age relationship show that the aqueous inclusions represent the last fluid stage.

The evolution of the nodules and the associated fluid phases could be summarized as follow:

* Istituto di cristallografia e petrografia del Politecnico Federale di Zurigo, ETH-Zentrum,
8092 Zurigo

* Indirizzo attuale: Istituto di mineralogia e petrografia dell'università di Berna, Baltzerstr. 1,
3012 Berna

- formation of the quartz nuclei in the dolomitic sediment
- bouding or remobilisation of the quartz during the predominantly cinematic phase of the alpine metamorphism and syncinematic crystallization of prismatic tremolite in the siliceous layers of the dolomitic marble during the thermal phase
- formation of a reaction rim around the quartz nodules; to this stage corresponds an unmixed fluid phase with CO₂ and a hight concentrated NaCl solution
- talc is formed after tremolite and the fluid phase is represented by inclusions with less than 85% CO₂
- crystallization of a later talc generation together with the contamination of the CO₂
- end of the diaphthoretic phase related with the aqueous inclusions.

For the building of the reaction rim, the thermo-barometric data indicated by the fluid inclusions agree with a temperature of about 500°C obtained by the calcite thermometer. The pressures instead are low for all inclusions type (ca. 2 Kbar). This could be explained with a drastic lowering of the pressure after the climax of the metamorphism (in this area 4-7 Kbar); at the same time the cooling was very slow. Such a development was postulated for the Leventina valley by WERNER et al. (1976) and fit well the data obtained with the inclusions.

Indice

Abstract	245
Lista delle abbreviazioni	247
I Problematica	247
II Situazione geologica generale	247
III Descrizione macroscopica del fenomeno dei noduli di quarzo nella dolomia	250
1. Introduzione	250
2. Localizzazione e giacitura dei noduli	251
3. La geologia dell'affioramento di Costello	252
4. Osservazioni sui rilevamenti in terreno	255
IV La composizione mineralogica dei noduli	258
1. Tremolite	258
2. Talco	259
3. Quarzo	260
4. Fluorite	261
5. Calcite	261
V La composizione chimica dei minerali componenti i noduli	261
VI Le inclusioni fluide	265
1. Caratterizzazione delle inclusioni	265
2. Le inclusioni ricche di CO ₂	268
3. Le inclusioni acquee	274
4. Le inclusioni con una soluzione supersatura di NaCl (multifasi)	278
5. Relazioni cronologiche fra le varie generazioni di inclusioni	281
6. Distribuzione regionale delle differenti generazioni di inclusioni	287
7. Le inclusioni fluide negli altri minerali dei noduli	289
VII Proposta di un modello genetico dei noduli	290
VIII Discussione del modello proposto	291
1. L'origine dei nuclei di quarzo	291
2. Le due generazioni di tremolite	292
3. Correlazioni fra le fasi fluide delle inclusioni e l'evoluzione dei processi mineralogici nei noduli	293

4. Le inclusioni fluide quali termobarometro geologico	294
4.a Le inclusioni acquose	294
4.b Le inclusioni a CO ₂	296
4.c Le inclusioni multifasi	298
5. Discussione	300
Elenco delle opere citate e bibliografia essenziale sulle inclusioni fluide	309

Lista delle abbreviazioni

Cc	- Calcite
Do	- Dolomite
Ed	- Edenite
Fl	- Fluorite
Flo	- Flogopite
Pa	- Pargasite
Pla	- Plagioclasio
Qz	- Quarzo
Tc	- Talco
Td	- Temperatura di dissociazione
Tf	- Temperatura di fusione
Tf idr CO ₂	- Temperatura di fusione dell'idrato di CO ₂
Tomo	- Temperatura di omogenizzazione
Tomo tot	- Temperatura di omogenizzazione totale
Tr	- Tremolite
Tsch	- Tschermakite

I. Problematica

Il ruolo delle fasi fluide nei processi di metamorfismo è stato oggetto, in questi ultimi decenni, di intenso studio. I lavori teorici e sperimentali attorno a questo problema permettono di ricostruire quale era la composizione delle soluzioni e dei gas che resero possibili determinati reazioni metamorfiche.

Lo scopo principale di questo lavoro consiste nell'utilizzazione delle inclusioni fluide quale testimonio appunto delle fasi fluide che operarono nella roccia milioni di anni fa. Si è trattato quindi di cercare un metodo d'analisi con il quale ricostruire la composizione delle differenti fasi fluide e le loro relazioni cronologiche per poter infine assegnare ciascuna di queste fasi ad un ben preciso evento geologico.

II. Situazione geologica generale

La regione del Campolungo comprende, secondo lo schema proposto da BIANCONI (1971, p. 6), le seguenti unità tettoniche (cfr. fig. 1):

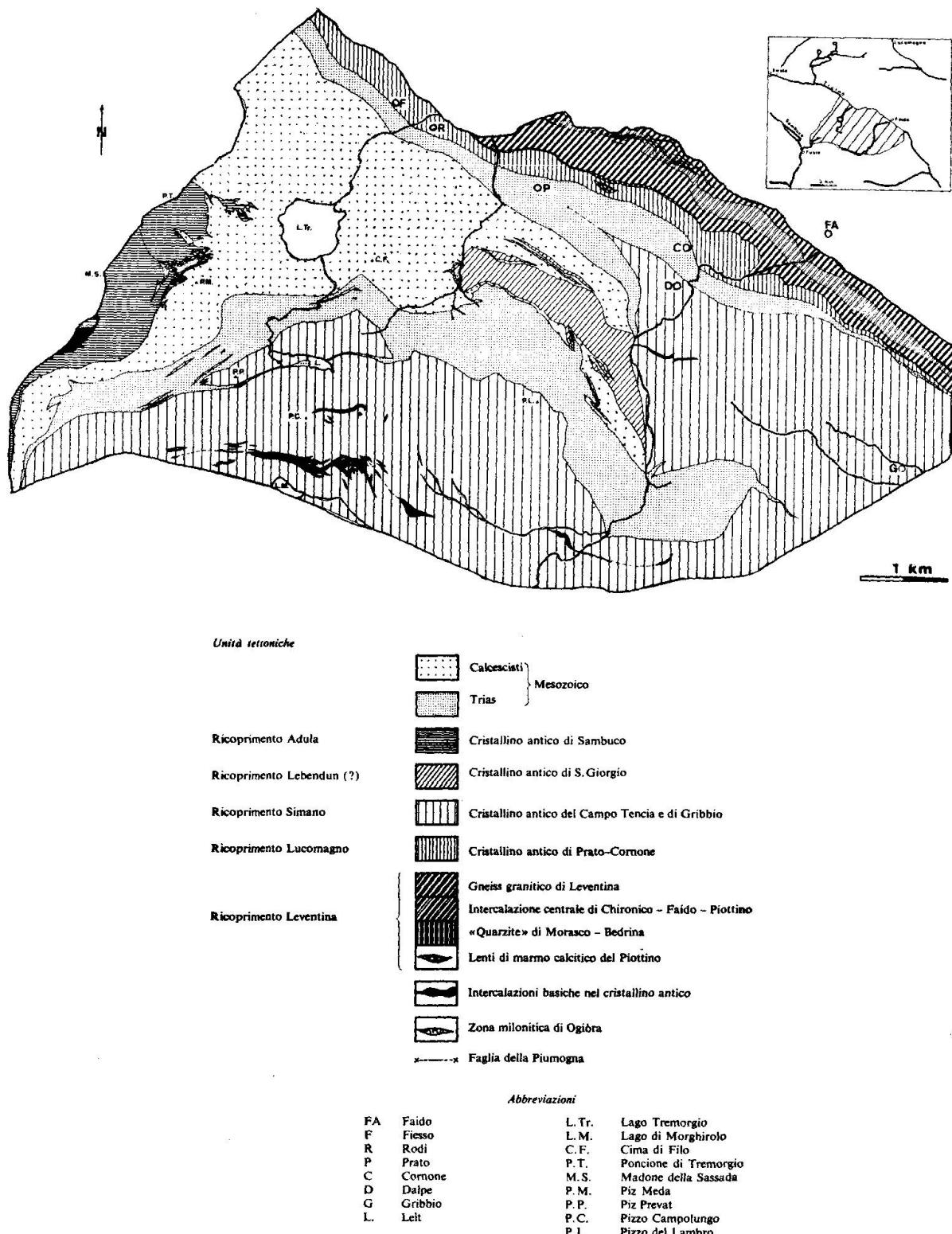


Fig. 1 Carta tectonica della regione del Campolungo (BIANCONI, 1971, fig. 2, p. 8).

Ricoprimento Leventina: gneiss granitico omonimo, con la intercalazione centrale e la quarzite del margine superiore.

Ricoprimento Lucomagno: cristallino di Prato-Cornone, Trias di Rodi-Ogiora.

Ricoprimento Simano: cristallino di Gribbio e del Campo Tencia. Trias di Pianmez e calcescisti. Trias del Campolungo e calcescisti.

Ricoprimento «Lebendum»(?): cristallino di S. Giorgio. Trias di S. Giorgio e calcescisti.

Ricoprimento Adula: cristallino di Sambuco. Trias del Meda-Briolent e calcescisti.

L'unità che maggiormente interessa questo lavoro è quella della coltre Simano.

La regione considerata, compresa fra il passo Cadonighino a ovest e il passo Campolungo a est, presenta lo sviluppo massimo della serie triassica compresa fra il cristallino del Campo Tencia a sud e il calcescisti a nord. A questa grande potenza, dovuta ad accumulo tettonico, corrisponde però anche la completezza della successione stratigrafica del Trias, chiarita da BIANCONI (op. cit.) sulla base dell'interpretazione della complessa sequenza di pieghe e sovrascorimenti che caratterizzano questa zona.

La litologia delle rocce del ricoprimento Simano si può riassumere come segue:

Cristallino del Campo Tencia e di Gribbio

- gneiss quarzitici conglomeratici (al tetto)
- micascisti e gneiss scistosi quarzitici a due miche in parte con granato, distene e staurolite
- micascisti e gneiss scistosi a due miche, in parte con granato, distene e staurolite
- gneiss mesocratici a due miche, plagioclasio e granato
- gneiss leucocratici a biotite e plagioclasio

Trias del Campolungo

- quarziti (alla base)
- dolomie a flogopite
- dolomie listate
- dolomie grigie
- dolomie bianche
- cariate (al tetto)

Calcescisti

- micascisti calcariferi, predominanti, con intercalazioni di:
- marmi
- scisti filladici (specialmente alla base)
- quarziti

- micascisti bruni granatiferi
- scisti anfibolitici a biotite

Per quanto riguarda le complesse relazioni strutturali delle varie unità, si rimanda a BIANCONI (op. cit.). Nelle grandi linee esse possono essere riassunte come segue.

La zona triassica del Campolungo rappresenta la fronte della coltre Simano. Sul cristallino del Campo Tencia giacciono le dolomie del Trias, ripiegate in una successione di 4 antiforme con altrettante siniforme. Con contatto generalmente tettonico seguono i calcescisti, che costituiscono una parte integrante della copertura mesozoica del cristallino del Campo Tencia.

III. Descrizione macroscopica del fenomeno dei noduli di quarzo nella dolomia

1. INTRODUZIONE

Le mineralizzazioni della regione del Campolungo, e in particolar modo quella delle tremoliti, che più da vicino interessano questo lavoro, destarono l'attenzione dei mineralogisti fin dal XVIII secolo (cfr. BIANCONI, op. cit., p. 6).

La tremolite è un minerale molto abbondante nei marmi dolomitici del Campolungo, dove la si ritrova sotto differenti forme (GÜBELIN, 1939 – BIANCONI, 1971):

- prismatica bianca, verde e grigia
- disposta in aggregati raggiati (si riassumono qui in un solo gruppo i due tipi di tremolite raggiata descritti da Gübelin (op. cit., p. 372-373) e BIANCONI (op. cit., p. 139-140).

Quest'ultima varietà è presente in uno strato ben definito di dolomia bianca saccaroide, come ha potuto mettere in evidenza BIANCONI (op. cit.) grazie ad una serie di profili litologici dettagliati. Nella maggior parte dei casi osservati, la tremolite raggiata forma, assieme con la calcite, una fascia attorno a dei noduli di quarzo, separando quest'ultimo dalla dolomia incassante.

La tremolite, in tutte le sue varietà, è un prodotto della metamorfosi alpina delle rocce triassiche, per cui si intravvede subito l'interesse per il fenomeno dei noduli. Infatti i nuclei di quarzo forniscono il materiale ideale per lo studio delle inclusioni fluide, mentre la zona di reazione con la calcite e la tremolite rippongono il motivo generale delle reazioni metamorfiche nella dolomia.

La rappresentazione schematica di un «nodulo tipo» (cfr. fig. 2), cui si farà in seguito spesso riferimento, chiarisce la terminologia, la mineralogia e i rapporti strutturali fra le varie fasi.

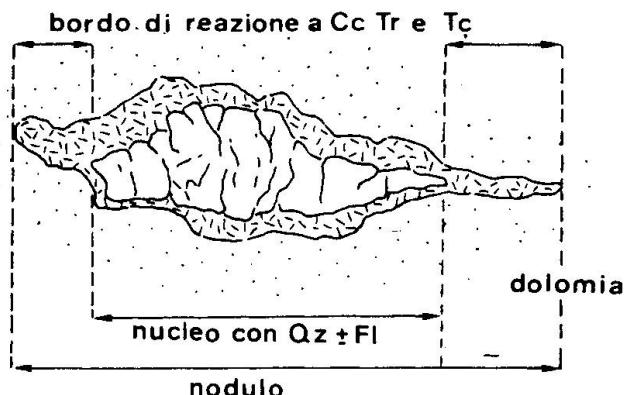


Fig. 2 Rappresentazione schematica di un nudo.

Normalmente con nudo si definisce l'insieme del nucleo di quarzo e del bordo di tremolite e calcite. Nei casi in cui la struttura sia chiaramente identificabile, al posto di nucleo si userà boudin. Il bordo di reazione sarà pure indifferentemente designato come zona o fascia di reazione. In oltre se la situazione non presenta ambiguità, si parlerà più brevemente di nucleo o bordo, sottintendendo nucleo di quarzo e bordo di calcite e tremolite.

2. LOCALIZZAZIONE E GIACITURA DEI NODULI

Come già accennato, i noduli sono concentrati in uno strato di dolomia bianca saccaroides che può essere seguito lungo tutta la zona triassica del Campolungo. Essi non sono però distribuiti omogeneamente su tutta l'estensione dello strato, ma sono localmente raggruppati in agglomerati intercalati da fasce di dolomia sterile.

Le località dove questo fenomeno è maggiormente sviluppato sono quella classica del passo Cadonighino e in un affioramento nella regione di Costello. Seppure in proporzioni minori lo si ritrova al passo Campolungo e nell'affioramento di fronte all'alpe Campolungo.

I noduli sono spesso ordinati in successioni lineari di qualche metro di lunghezza. L'allineamento è sottolineato dalla deformazione subita dai nuclei di quarzo. Questi sono, nel caso normale (passo Cadonighino), fortemente boudinati e orientati parallelamente al piano della scistosità, che al passo Cadonighino è più o meno parallela alla stratificazione. Il bordo di reazione, che non è deformato, avvolge i nuclei e li collega l'un l'altro formando appunto quelle sequenze appena accennate.

Non è però affatto raro trovare noduli isolati, soprattutto in quelle località dove essi sono meno abbondanti.

L'affioramento di Costello (cfr. fig. 4) rappresenta una eccezione in rapporto alla giacitura dei noduli. In effetti essi non sono più orientati parallelamente al-

la stratificazione, ma sono chiaramente discordanti. Inoltre non si riconosce più in maniera evidente il boudinaggio. Queste differenze possono essere spiegate tenendo presente le due fasi principali di deformazione della roccia. La prima fase è quella che provoca il ripiegamento isoclinale della dolomia con il conseguente boudinaggio dei nuclei di quarzo. Nei fianchi di queste pieghe isoclinali la scistosità risulta parallela alla stratificazione, per cui al passo Cadonighino, in corrispondenza appunto dei fianchi delle pieghe isoclinali, i noduli sono pure orientati parallelamente a queste strutture. La seconda fase ripiega il pacchetto delle pieghe isoclinali formando la grande piega coricata che caratterizza in modo spettacolare la regione stessa del Campolungo.

Gli affioramenti di Costello, che formano il fianco nord di questa piega, sono coinvolti in questa seconda fase. Si può così osservare lo svilupparsi di una nuova scistosità parallela al piano assiale di questa seconda fase e discordante rispetto alla stratificazione. Le sequenze di noduli a Costello sono orientate parallelamente alle seconda scistosità e sono perciò discordanti rispetto alla stratificazione. I meccanismi e le implicazioni genetiche di questo fenomeno saranno discussi in dettaglio nella parte conclusiva del lavoro. In ogni modo, questa giacitura anomale dei noduli, ha fatto sì che l'attenzione si concentrasse proprio su questo affioramento, per cui il seguito di questo studio comprende essenzialmente la descrizione dettagliata e la genesi dei noduli nella regione di Costello. Gli altri affioramenti, e in particolar modo quello del passo Cadonighino, serviranno da materiale di confronto.

3. LA GEOLOGIA DELL'AFFIORAMENTO DI COSTELLO

La località di Costello è situata a nord del passo Campolungo e direttamente ai piedi del Pizzo Meda.

Secondo l'interpretazione di BIANCONI (op. cit.) l'affioramento appartiene all'antiforma 4 e alla sinforma 4 che chiudono la serie triassica al contatto con i calcescisti. L'antiforma 4, con nucleo di cariata e fianchi di dolomie, è qui ulteriormente complicata dalla scissione locale in due antiforme che racchiudono una sinforma. Verso nord segue la sinforma 4, con nucleo di dolomie e fianchi di cariata; questa si trova a contatto con i calcescisti.

Lo strato di maggior interesse nell'ambito di questo lavoro è quello del nucleo di dolomie, prevalentemente bianche, della sinforma 4. Questo affioramento, per brevità definito «affioramento di Costello», si sviluppa su una lunghezza di circa 250 metri, da quota 2300 m a quota 2390 m (cfr. fig. 4).

Un profilo tipico, descritto da BIANCONI (op. cit., p. 77), comprende, da nord verso sud, i seguenti termini litologici (la numerazione corrisponde al profilo B fig. 3):

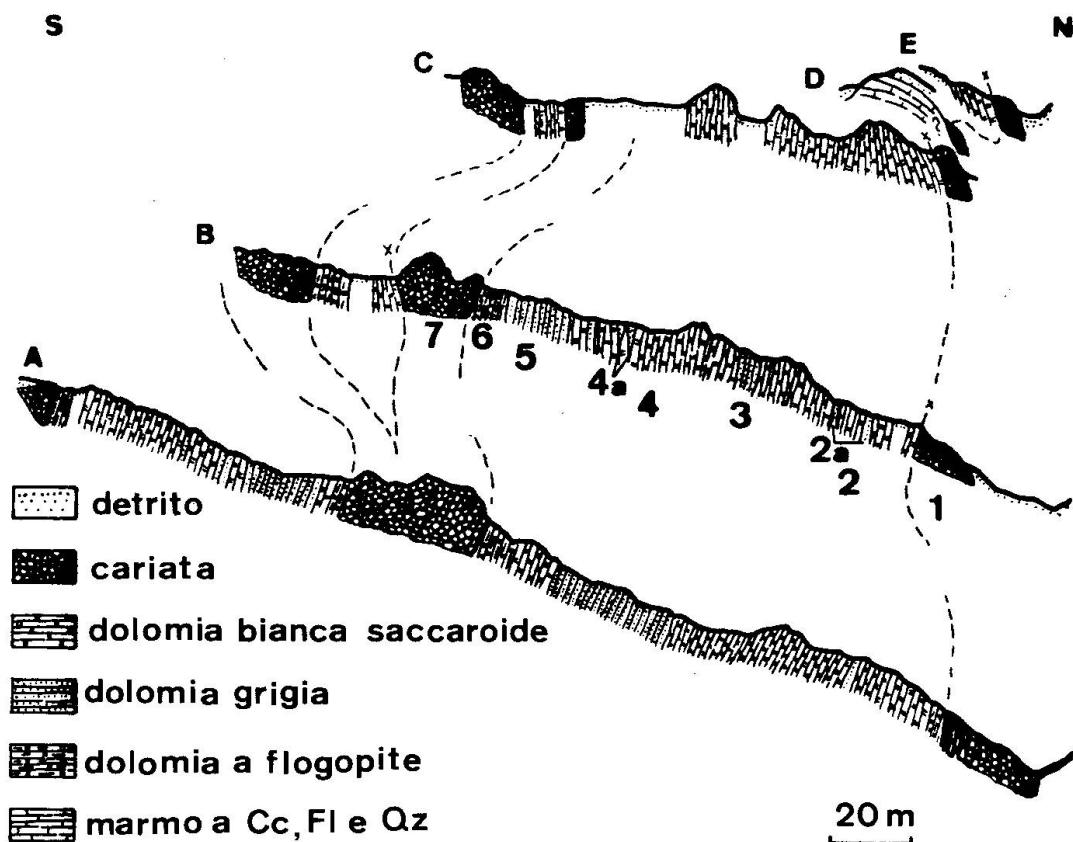


Fig. 3 Profili geologici attraverso l'affioramento di Costello (BIANCONI, op. cit., fig. 25, p. 78).

Calcescisti, micascisti calcariferi; il loro contatto con il Trias non è mai affiorante.

1. *La cariata*, di 5–10 metri di potenza, in contatto tettonico con
2. *la dolomia bianca saccaroide* (ca. 15 m), localmente scistosa, contenente in diversi livelli tremolite raggiata, tremolite prismatica bianca e flogopite. In questa dolomia bianca sono intercalati due straterelli (2a) di dolomia grigia scistosa. Segue una
3. *dolomia grigio scuro* (3 m) con tremolite prismatica grigia. Questo strato scompare a quota 2370 m.
4. Potente strato di *dolomia bianca saccaroide* (20 m). In questo livello affiorano i noduli di quarzo, calcite, tremolite raggiata, talco e a volte anche fluorite, che costituiscono lo oggetto di studio principale di questo lavoro. Localmente è presente anche la tremolite prismatica bianca e più raramente quella verde (a quota 2370). Lo strato è intercalato da alcuni straterelli di dolomia grigia (4a).
5. *Dolomia grigia* (7 m) con lettini di flogopite e tormalina bruna.
6. *Dolomia giallastra* e flogopite.
7. *Cariata dolomitica brecciata* che termina la sinforma 4.

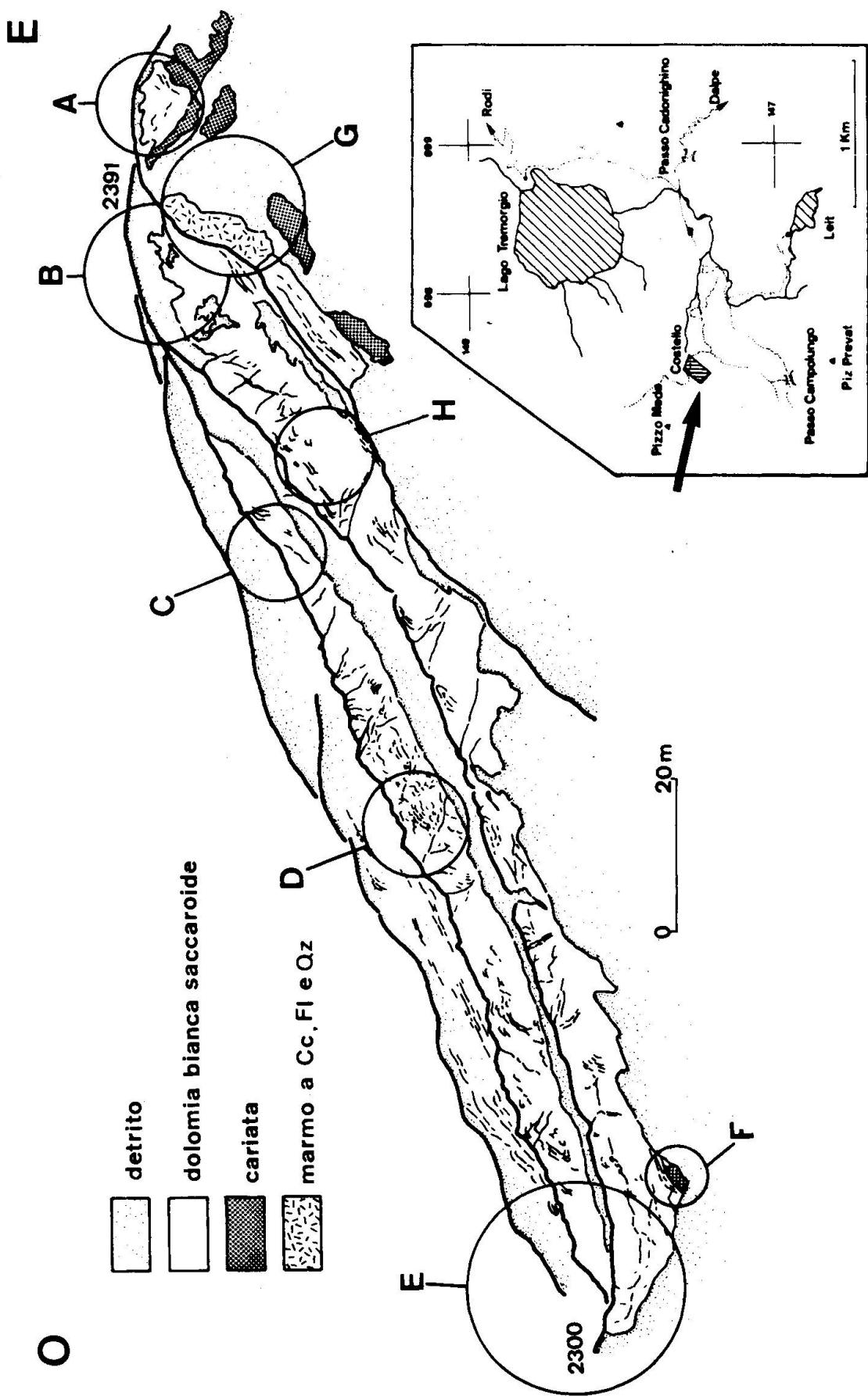


Fig. 4 Schizzo dell'affioramento di Costello con la suddivisione in settori.

L'andamento degli strati è praticamente E-O, l'immersione è vicina alla verticale, verso l'alto gli strati piegano gradualmente verso sud.

4. OSSERVAZIONI SUI RILEVAMENTI IN TERRENO

Pur nel ristretto ambito dell'affioramento di Costello, il fenomeno dei noduli presenta diverse inomogeneità di carattere morfologico, strutturale e mineralogico. Per cercare di esemplificare questa situazione, si è introdotta una suddivisione in settori dell'affioramento, caratterizzati appunto da una o dall'altra di queste inomogenità (cfr. fig. 4). Questa ripartizione corrisponde pure grosso modo alla distribuzione dei noduli nella dolomia; i settori delimitano infatti quelle zone dove i noduli sono più abbondanti. Ogni settore è designato con una lettera dell'alfabeto (A-H); tuttavia sia nella distribuzione geografica, sia nella trattazione in questo lavoro, l'ordine alfabetico non corrisponde a nessuna logica precisa, ma rispecchia solamente la sequenza cronologica in cui i differenti settori sono stati oggetto di studio sul terreno.

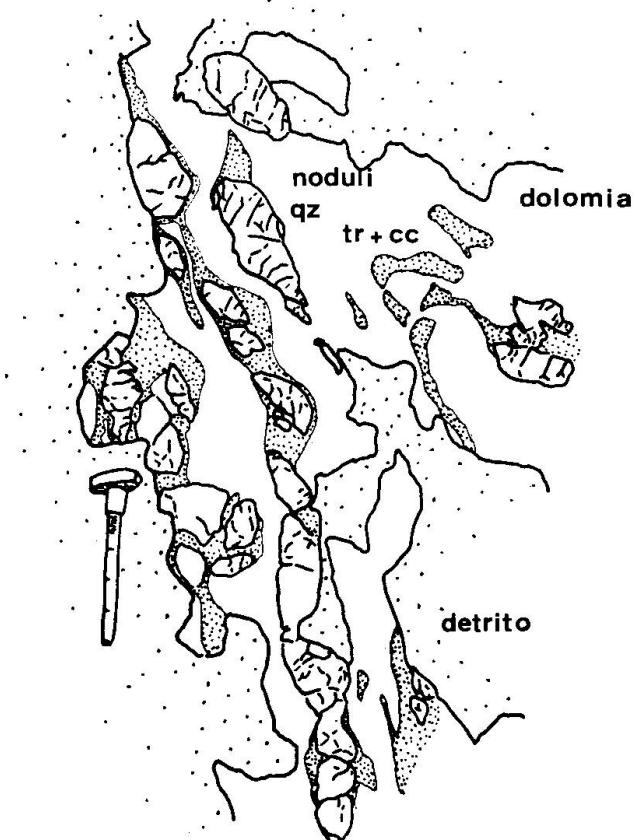


Fig. 5 Settore A, tipico affioramento di noduli nella dolomia, in parte allineati in filoncelli, in parte isolati.

Le osservazioni macroscopiche sul fenomeno dei noduli rilevate direttamente sul terreno sono riassunte nella tabella 1.

Oltre ai dati riportati in questa tabella, bisogna sottolineare alcune considerazioni di carattere generale.

Il fenomeno dei noduli è esclusivamente legato allo strato di dolomia bianca saccaroides che costituisce il nucleo dell'affioramento di Costello. Sia l'intercalazione di dolomia grigia, sia la cariata al contatto con la dolomia bianca, non sono *mai* coinvolte da questo fenomeno.

L'orientazione NNE-SSO degli aggregati di noduli rimane più o meno costante in tutto l'affioramento. Questo orientamento è discordante rispetto alla stratificazione, ma è parallelo ad una nuova scistosità sviluppatasi durante la seconda fase di deformazione (riiegamento delle pieghe isoclinali). Purtroppo questa scistosità è molto poco marcata, data la scarsa attitudine dei marmi a sottolineare questo tipo di strutture. La si è però potuta osservare in zone molto limitate della dolomia grigia.

La schematizzazione introdotta con la suddivisione in settori dell'affioramento e riprodotta in tabella 1, non deve far dimenticare che nella maggior parte dei casi si può osservare un passaggio graduale da una situazione all'altra. I limiti imposti ai diversi settori devono quindi essere intesi come una semplificazione tendente a meglio chiarire le differenti caratteristiche di un fenomeno che, pur nella varietà delle forme, deve essere considerato come unico.



Fig. 6 Settore E, tessuto caotico a grana gigante di tremolite e calcite.

Tavella I: Riassunto delle caratteristiche dei noduli rilevate direttamente sul terreno.

Settore	Dimensioni (massime)	Morfologia	Giacitura	Frequenza del fenomeno	Mineralogia	
					nucleo	bordo
A	20 x 30 cm	lenti isolate o aggregate in filoncelli	NNE-SSO irregolare	intensa	Qz molto abbondante	Cc + Tr molto sottile
	4 m x 20 cm 20 x 10 cm	grossa vena irregolare	NNE-SSO irregolare	media	Qz molto abbondante	Cc + Tr sottile
C	2 m x 20 cm	vene ben parallele	NNE-SSO ben definita	media	Qz	Cc + Tc ± Tr ben sviluppato
	7 m x 40 cm	grossa vena	NNE-SSO	debole	Qz abbondante	Cc + Tr ± Tc ben sviluppato
E	molto varie	piccole vene e noduli isolati	NNE-SSO poco marcata	molto intensa	Qz ± F1 molto ridotto	Cc + Tr (± Tc) ben sviluppato
	20 x 10 cm	noduli isolati	E-O	debole	Qz abbondante	Cc + Tr (± Tc) sottile
H	3 m x 10 cm	vena isolata	NNE-SSO	molto debole	Qz + F1 abbondante	Cc + Tr ± Tc
	20 x 10 cm	boudins	E-O	molto intensa	Qz molto abbondante	Cc + Tr ± Tc sottile
Passo Cadoni- ghino						

affioramento di Costello

IV. La composizione mineralogica dei noduli

La composizione mineralogica dei noduli è relativamente monotona; salvo alcune eccezioni, non esistono variazioni importanti delle paragenesi caratteristiche.

In questo capitolo si descrivono dapprima i singoli minerali per poi trattare le paragenesi importanti e la loro distribuzione nell'affioramento.

1. TREMOLITE

Le tremoliti possono essere suddivise in due generazioni caratterizzate da una differente morfologia, orientazione e composizione chimica.

Generazione 1): tremoliti prismatiche bianche o verdi, orientate con l'asse c parallelo alla scistosità (corrispondente alla prima fase di deformazione) e quindi sincinematiche, ricche di alluminio e povere di fluoro (la composizione chimica sarà descritta particolareggiatamente nel prossimo capitolo).

Generazione 2): tremoliti aghiformi raggruppate in aggregati raggiati. Povere di alluminio, ricche di fluoro, non sono né orientate né deformate.



Fig. 7 Settore E, aggregato gigante di tremolite raggiata.

Nel fenomeno dei noduli sono coinvolte quasi esclusivamente tremoliti della generazione 2).

Entrambe le generazioni sono state oggetto di studio dettagliato (specialmente quelle della prima generazione) da parte di BIANCONI (op. cit.), per cui in questo contesto ci si limiterà a discutere quegli aspetti che avranno un ruolo importante nel seguito del lavoro.

La struttura microscopica della tremolite della seconda generazione rispecchia fedelmente quella macroscopia, con la formazione di aggregati raggiati costituiti da individui aghiformi. Cristalli prismatici isolati sono rari ed è spesso difficile attribuirli con sicurezza al nodulo. Gli aggregati raggiati hanno dimensioni molto variabili, da pochi millimetri a 15 cm. La tessitura è caotica, gli aggregati si compenetrano l'un l'altro senza mai dimostrare direzioni preferenziali. Le tremoliti non sono infatti né orientate, né deformate, ciò che dimostra una crescita postcinematica, contrariamente alle tremoliti della generazione 1) che, secondo BIANCONI (op. cit., p. 207), sono orientate nel piano della scistosità.

Il fenomeno più importante che coinvolge la tremolite è però la alterazione che la trasforma in talco.

Questo processo è documentato in tutti i suoi stadi di sviluppo. All'inizio il talco si forma lungo il clivaggio della tremolite, poi gradualmente invade tutto il cristallo con un tessuto lepidoblastico a grana finissima.

In pratica la quasi totalità dei cristalli di tremolite subisce il processo di pseudomorfosi. L'intensità del fenomeno varia però da granulo a granulo; spesso granuli completamente talcizzati coesistono con quelli relativamente freschi. A livello regionale poi si nota un'intensificazione del fenomeno nei settori D-E-F mentre in A e B l'alterazione della tremolite è particolarmente debole.

Spesso, nelle zone talcizzate, si osserva la presenza di calcite e, molto più raramente, di minutissimi granuli di quarzo. Queste fasi potrebbero essere dei prodotti dell'alterazione della tremolite. Purtroppo l'abbondanza di inclusi primari di calcite nella tremolite impedisce una chiara formulazione di questo processo di alterazione.

2. TALCO

Nei noduli si possono osservare due generazioni di talco. Una è quella di cui si è parlato poc'anzi, dove il talco si forma per alterazione della tremolite. Caratteristiche di questa generazione sono la tessitura lepidoblastica a grana finissima e la diffusione omogenea in tutti i settori dell'affioramento. La seconda è rappresentata da lamine di talco ben sviluppate, raggruppate in fasci che compenetrano con forme bizzarre sia i granuli di calcite che quelli di quarzo.

Questa generazione è ben localizzata nell'affioramento, in effetti è presente in modo preponderante solo nel settore C. Contemporaneamente nei noduli di

questo settore diminuisce considerevolmente la quantità di tremolite e il talco è senz'altro la componente principale della zona di reazione assieme alla calcite.

A volte i fasci di talco presentano delle pieghe a ginocchio. Questa deformazione è probabilmente da ascrivere ai cambiamenti di volume intercorsi durante la formazione del talco stesso e non a una fase di deformazione tettonica posteriore alla formazione del talco.

Purtroppo non è sempre facile distinguere queste due generazioni (le analisi chimiche non hanno mostrato alcuna differenza compositonale notevole fra le due generazioni); soprattutto nei settori D e E, dove le due generazioni coesistono, si osserva un passaggio graduale dall'una all'altra, che impedisce una collocazione cronologica chiara delle due generazioni. Si vedrà nel capitolo conclusivo come, grazie alle inclusioni fluide, sia possibile circoscrivere in modo più definito il problema della genesi di questa seconda generazione di talco.

3. QUARZO

Il quarzo forma il nucleo del nodulo con un tessuto poligonale regolare a grana media (1 mm). I granuli sono limpidi, l'estinzione ondulosa e a tratti per campi, i margini regolari, a tratti lobati, raramente frastagliati. Contiene pochissime inclusioni solide, in compenso presenta spesso una quantità notevolissima di inclusioni fluide.

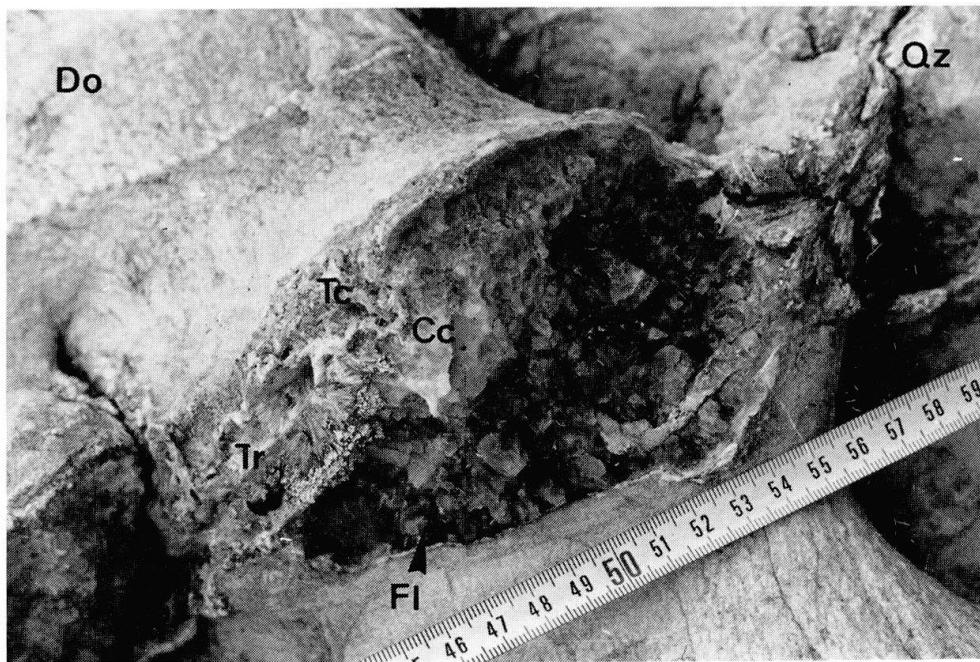


Fig. 8 Settore H, alternanza di lenti di quarzo e fluorite in un'unica struttura.

Lo si ritrova raramente isolato dentro la fascia di reazione; in questi casi i granuli sono tondeggianti, molto piccoli, con estinzione regolare e contengono normalmente pochissime inclusioni fluide. Il fronte verso la zona di reazione non è una superficie regolare, ma i minerali di quest'ultima compenetrano sovente profondamente il tessuto di quarzo del nucleo. A questo livello si possono osservare spesso delle strutture d'equilibrio fra il quarzo e la calcite.

4. FLUORITE

Grumi di fluorite sostituiscono talvolta il quarzo del nucleo. I cristalli sono grandi (1-2 cm), limpidi, con il clivaggio ben marcato e spesso contengono inclusioni fluide. Raramente granuli più piccoli sono contenuti nel bordo di reazione.

La presenza di fluorite è apprezzabile solo nel settore H, dove sostituisce totalmente il quarzo di alcuni noduli. Nei settori E e F invece si ritrovano di solido solo piccoli grumi isolati nel quarzo.

5. CALCITE

La calcite è senz'altro la componente maggiore del bordo di reazione dei noduli. Forma un tessuto a grana molto grossa (2-4 cm), i margini dei granuli sono rettilinei, il clivaggio intenso come pure la geminazione. Spesso i granuli sono torbidi e verso il contatto con la dolomia contengono inclusi di dolomite. Come già accennato, la calcite è a sua volta inclusa nella tremolite.

Quali minerali secondari vanno citati la flogopite e la clorite. Entrambi i minerali ricorrono molto raramente nei noduli, in particolare la flogopite è stata messa in evidenza con sicurezza una sola volta grazie all'analisi con la microsonda; in ogni caso entrambi sono quasi sempre presenti nelle zone intensamente talcizzate, ciò che lascia supporre una genesi diaforitica come per il talco.

La roccia incassante i noduli è un marmo a dolomite a grana media con locali arricchimenti di tremolite prismatica e flogopite. Per una descrizione esauriente della dolomia si rimanda senz'altro BIANCONI (op. cit).

V. La composizione chimica dei minerali componenti i noduli

L'analisi chimica dei minerali dei noduli¹ (effettuate alla microsonda a elettroni) ha permesso di evidenziare tre ordini di problemi:

¹ I valori delle analisi sono ottenibili presso l'autore.

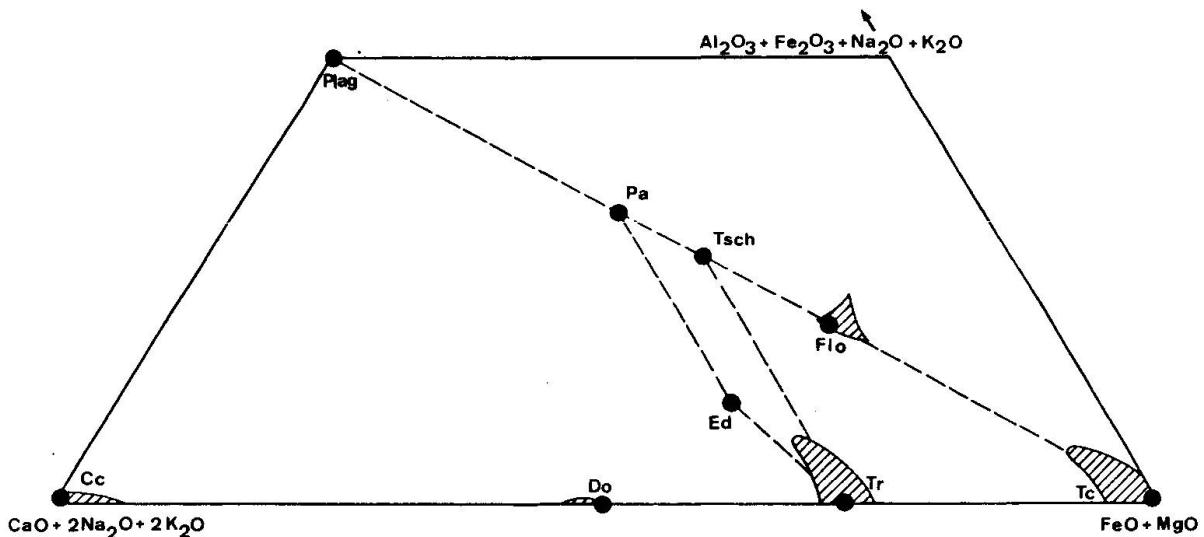


Fig. 9 Proiezione ACF modificata dei dati analitici dei minerali coinvolti nel fenomeno dei noduli (zone tratteggiate).

- le differenze composizionali delle due generazioni di tremolite,
- la distribuzione del fluoro tra coppie coesistenti di tremolite e talco,
- il contenuto in Mg delle calcite utilizzato come geotermometro.

Il problema della distribuzione del fluoro è stato trattato in uno studio separato (MERCOLLI, 1980) e non verrà quindi più discusso qui. In generale si nota che la composizione dei minerali non si discosta molto dai valori stechiometrici

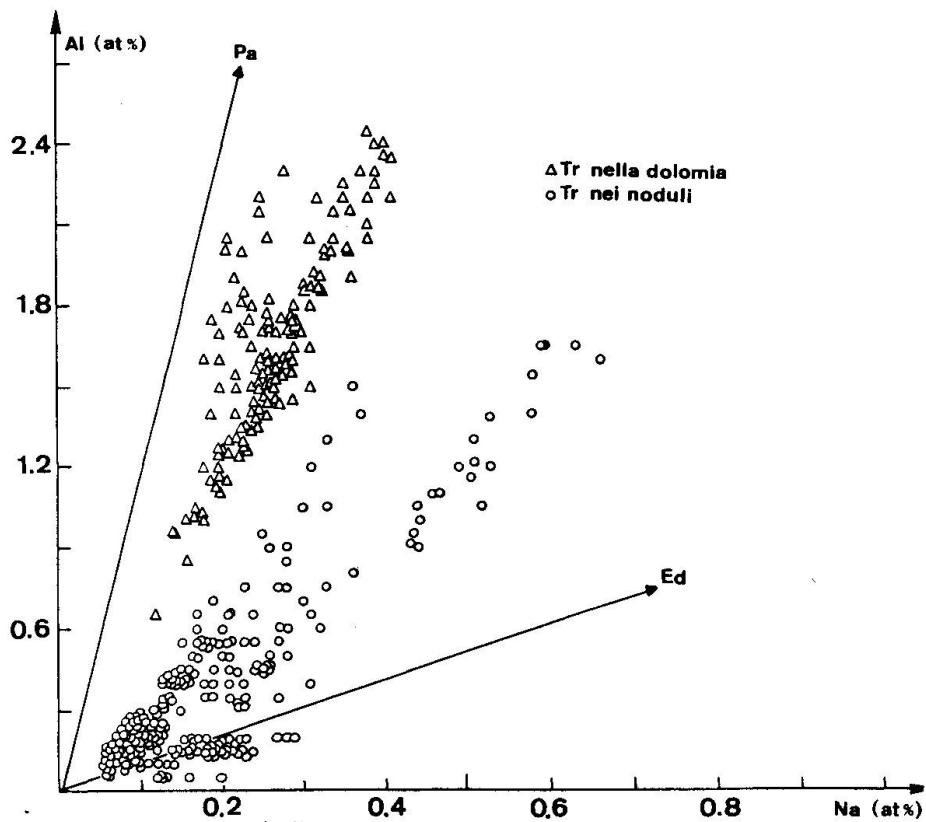


Fig. 10 Diagramma Al-Na per le tremoliti delle due generazioni.

ideali (cfr. fig. 9). La presenza però di quantità pur deboli di elementi estranei alla composizione ideale ha permesso di inquadrare meglio i fenomeni di formazione dei minerali stessi.

Molto evidente e di capitale importanza è la caratterizzazione chimica delle due generazioni di tremolite. Esse si distinguono in modo netto se si considera l'acquisizione di Al e Na nel reticolo cristallino (cfr. fig. 10). Le due generazioni mostrano un differente tipo di sostituzione Al-Na. Le tremoliti nella roccia (prima generazione) hanno una spiccata tendenza pargasitica, mentre per quelle nei noduli (seconda generazione) la tendenza è edenitica anche se il debolissimo tenore in Al di quest'ultime non permette l'esprimersi evidente di questa evoluzione. I punti che in fig. 10 sono disposti fra le due tendenze principali possono essere interpretati come tremoliti delle prima generazione rimaneggiate durante la formazione della seconda (essenzialmente si tratta di una acquisizione di sodio probabilmente dovuta all'abbondanza di questo elemento nelle

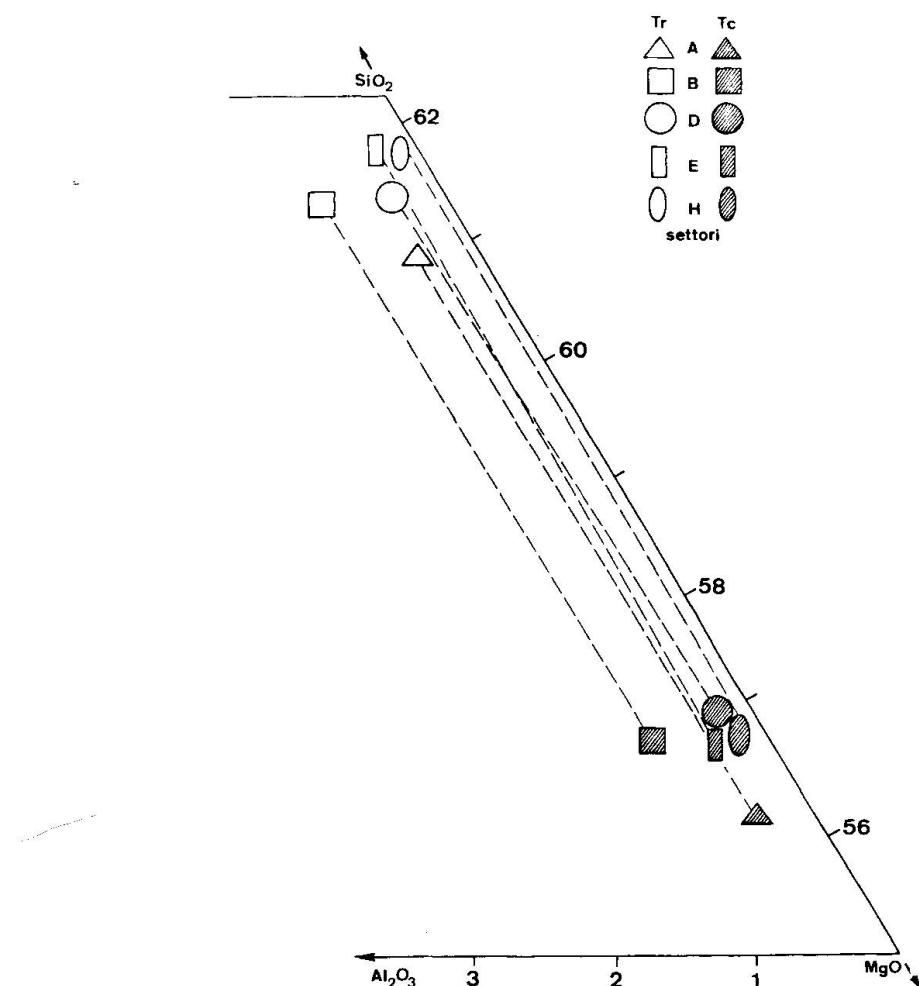


Fig. 11 Distribuzione dell'alluminio tra talco e tremolite in un diagramma SiO₂-MgO-Al₂O₃ (Mol %).

soluzioni che sono responsabili della cristallizzazione di questa generazione, vedi capitolo inclusioni fluide). Si osserva quindi che le differenze morfologiche discusse nel capitolo precedente sono sottolineate da queste caratteristiche chimiche. Ciò giustifica ulteriormente la separazione delle due generazioni di tremolite formatesi quindi non solo in tempi differenti bensì anche in un ambiente chimico e quindi a condizioni fisico-chimiche diversi.

Oltre alla sostituzione Al-Na, il contenuto in fluoro è pure indicativo per questa tendenza. Le tremoliti della prima generazione ne sono praticamente prive, mentre in quelle della seconda esso può raggiungere il 2%. Questo fenomeno non è però omogeneamente diffuso in tutta la regione, ma è strettamente dipendente dalla vicinanza di noduli con fluorite; problema discusso in dettaglio in MERCOLLI (1980). La fig. 11 mostra che, contrariamente al fluoro, l'alluminio è distribuito assai omogeneamente nell'affioramento sia per la tremolite che per il talco.

Le analisi chimiche della calcite e della dolomite sono state effettuate in vista dell'utilizzazione del geotermometro basato sul contenuto in magnesio della calcite in equilibrio con la dolomite. A questo scopo si sono sempre analizzate coppie coesistenti dei due minerali. Onde evitare i problemi derivanti dalla eventuale inomogeneità dei minerali, ogni analisi riportata è la media di 6-8 analisi puntuali eseguite sul medesimo granulo (procedura «multipoints» del programma COMIC che dirige la microsonda); inoltre il fascio d'elettroni è stato allargato fino a coprire una superficie di ca. $20 \mu^2$.

Grazie alla relazione:

$$\log X_{\text{MgCO}_3}^{\text{Cc}} = \frac{-1690}{T^\circ\text{K}} + 0.795$$

determinata da RICE (1977) sono quindi state calcolate le temperature corrispondenti ai valori misurati dei contenuti in magnesio della calcite.

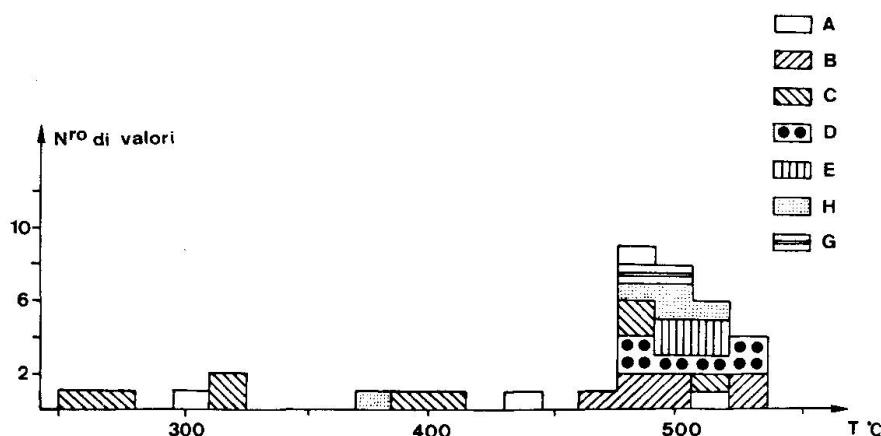


Fig. 12 Istogramma delle temperature ottenute con il termometro X_{MgCO_3} suddivise nei vari settori dell'affioramento.

Se si tiene conto dell'errore di $\pm 15^{\circ}\text{C}$ proposto da RICE (1977) per questo geotermometro, dalla fig. 36 risulta che 500°C può essere considerata quale buona temperatura media per lo scambio di Mg fra dolomite e calcite. Si può inoltre notare come questo valore valga per tutti i settori dell'affioramento. Una sola eccezione è rappresentata dal settore C, dove si osserva una sensibile diminuzione della temperatura d'equilibrio (è difficile stabilire se la deviazione di alcuni punti del settore A e H sia pure da attribuire ad un effettivo spostamento dell'equilibrio o semplicemente ad errori di misura). Questa anomalia del settore C è molto importante perché si assomma ad altre riscontrate in questo settore.

VI. Le inclusioni fluide

1. CARATTERIZZAZIONE DELLE INCLUSIONI

Le inclusioni analizzate in questo lavoro sono tutte di carattere secondario. Si sono cioè formate durante la cicatrizzazione di fratture nel cristallo ospite.

Queste fratture non sono di regola orientate in modo particolare, ma sono disposte in modo casuale secondo la frattura concoide del quarzo (cfr. fig. 13).

Normalmente esse sono limitate ad un solo granulo, solo raramente si osservano fratture che coinvolgono una porzione più ampia del tessuto granulare.

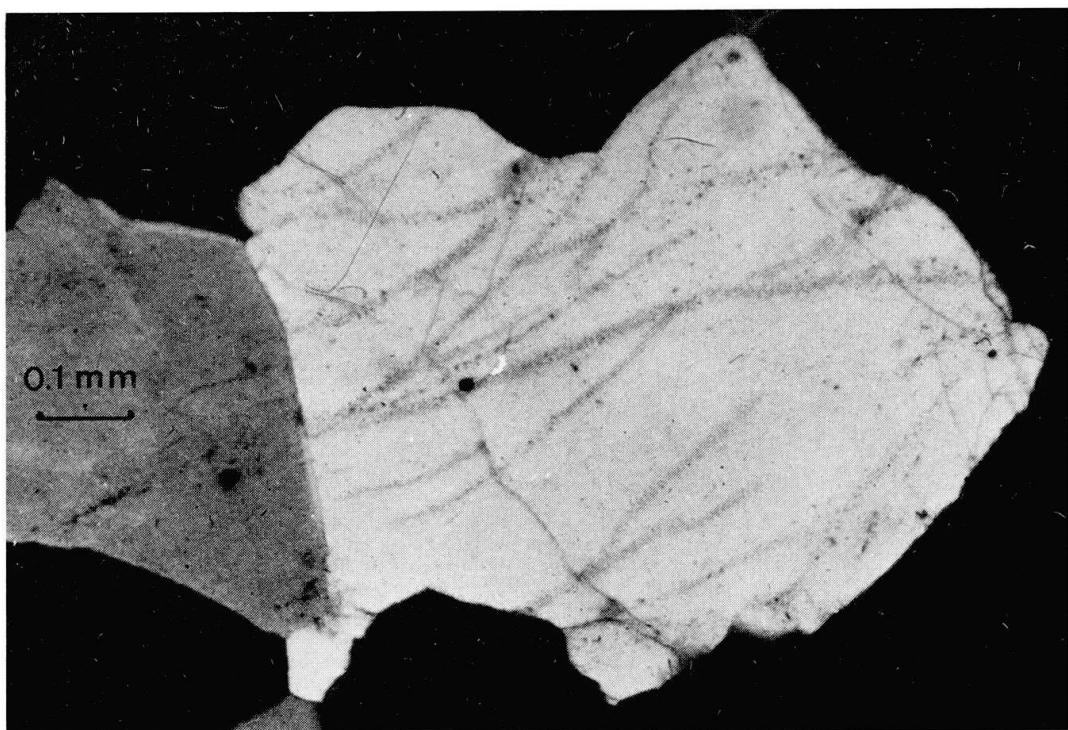


Fig. 13 Disposizione tipica delle fratture contenenti le inclusioni in un granulo di quarzo.

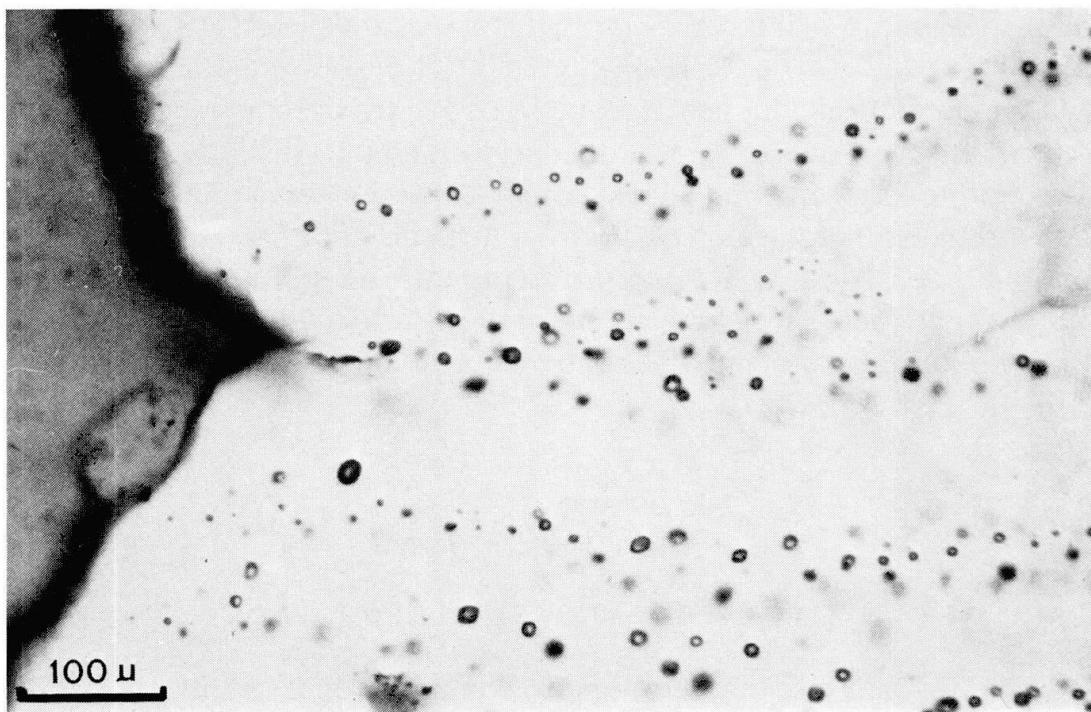


Fig. 14 Fratture che partono da un punto comune del margine del granulo di quarzo disponendosi a raggiera.

Spesso le fratture partono dal margine del granulo, ciò che lascia supporre che il materiale contenuto nelle inclusioni provenga da un fluido circolante negli interstizi intergranulari. A volte dallo stesso punto si dipartono numerose fratture che assumono una disposizione a raggiera (cfr. fig. 14).

La variabilità delle forme, della densità e disposizione delle inclusioni nella frattura è talmente grande che è impossibile riassumere queste caratteristiche in modo breve e schematico. Un'ottima rappresentazione iconografica della molteplicità delle forme delle inclusioni è presentata nel lavoro pionieristico di SORBY (1958).

Le inclusioni fluide prese in esame possono essere suddivise in tre tipi principali:

- inclusioni ricche di CO_2 ,
- inclusioni acquose,
- inclusioni acquose supersature in NaCl .

Ognuno di questi tre tipi presenta una morfologia ben caratterizzata che rende agevole una prima classificazione grossolana già all'osservazione microscopica. Queste morfologie possono essere così riassunte:

Inclusioni ricche di CO_2 : Esse sono costituite principalmente da CO_2 e da acqua. Siccome il CO_2 ha una solubilità molto ridotta in acqua, le due fasi sono sempre separate. Inoltre il CO_2 ha una temperatura critica di 31.0°C , cosicché a

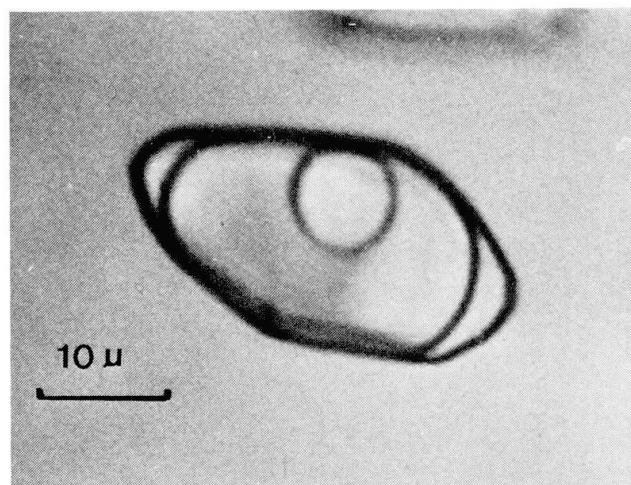


Fig. 15 Tipica inclusione a tre fasi con forma di cristallo negativo.

temperatura ambiente quasi sempre anche quest'ultimo è scisso in due fasi, una liquida e una gassosa. Ne risulta per l'inclusione una tipica suddivisione in tre fasi, H_2O (1), CO_2 (1) e CO_2 (g). Quando nel seguito si parlerà di inclusioni a tre fasi si intenderà appunto questo tipo. Ad accentuare ancora di più la morfologia di queste inclusioni concorre la tendenza molto spiccata ad assumere la forma di cristallo negativo.

Inclusioni acquose: Diversamente dalle precedenti, queste inclusioni mostrano una grande varietà di forme e dimensioni. Costante è invece la presenza di una bollicina di gas (vapore d'acqua), per cui si dirà di queste inclusioni che sono a due fasi, H_2O (1) e H_2O (g).

Inclusioni acquose supersature in NaCl: Saranno nel seguito designate per brevità come multifasi. In effetti esse sono composte da una soluzione acquosa, da un cubo di NaCl cristallizzato da questa soluzione, da una bolla di gas e da un solido birifrangente dalla composizione ignota la cui presenza nell'inclusio-

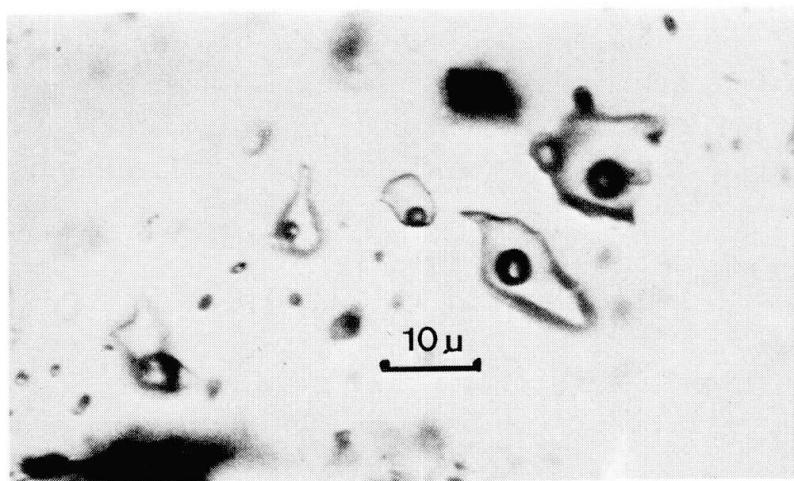


Fig. 16 Tipiche inclusioni acquose.

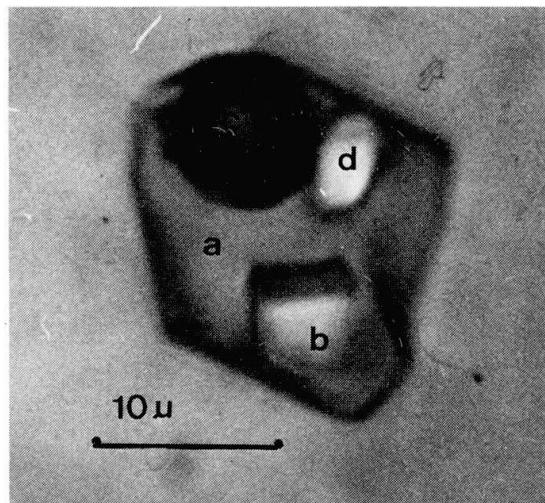


Fig. 17 Inclusione multifase con:
 a) soluzione aquosa,
 b) cristallo di NaCl,
 c) bolla di gas,
 d) solido birifrangente.

ne non è però costante. Le dimensioni sono sempre molto ridotte (max. 20 μ) e la forma piuttosto tondeggiante; in alcuni casi si osserva pure un abbozzo di cristallo negativo.

I tre tipi d'inclusione sono distribuiti in modo omogeneo in tutta l'area presa in esame. Le variazioni regionali riguardano piuttosto i rapporti quantitativi fra i diversi tipi. In generale si osserva che le inclusioni ricche di CO₂ sono le più abbondanti, seguite molto da vicino da quelle acquose, mentre le multifasi sono molto più rare. Questa gerarchia è però appunto soggetta a variazioni locali. Sta di fatto che di regola in ogni granulo di quarzo coesistono tutti e tre i tipi d'inclusioni.

Le differenti generazioni d'inclusione che caratterizzano ognuno dei tre tipi principali, sono più inomogenee rispetto alla distribuzione regionale. Di conseguenza si cercherà nel seguito di definire innanzitutto queste generazioni in funzione delle loro caratteristiche chimiche o morfologiche, per poi studiare le distribuzioni sul terreno e le possibili correlazioni con la mineralogia.

2. LE INCLUSIONI RICCHE DI CO₂

Per brevità, d'ora in avanti, questo tipo d'inclusioni verrà designato come inclusioni a CO₂, senza però mai dimenticare la presenza in proporzioni variabili dell'acqua.

Le inclusioni a CO₂ possono essere divise in due gruppi:

- inclusioni a CO₂ puro,
- inclusioni a CO₂ inquinato.

Questa distinzione si fonda su tre parametri misurabili in microtermometria e cioè la temperatura di fusione del CO₂, la Tf dell'idrato di CO₂ e la Tomo di CO₂ (l) e CO₂ (g). Il primo indizio di inquinamento è fornito dall'abbassamento del punto di fusione. La fig. 47 mostra un massimo fra -58.5 e -57 °C, seguito da una serie di misure più disperse ma che scendono fino attorno ai -65 °C. La Tf del CO₂ puro è situata a -56.65 °C, per cui un abbassamento di ca. 10 °C di questo valore denota senz'altro una forte impurità del CO₂. Non si tratta però di un fenomeno ben definito, ma piuttosto di un processo continuo. Si vedrà più tardi come pure la distribuzione regionale rispecchi la continuità di questo processo di inquinamento. Si pone ora il problema a partire da quale momento il CO₂ non può più essere considerato puro. Due sono gli argomenti determinanti a questo proposito. Da una parte il già citato raggruppamento statistico delle misure entro i valori -58.5 e -57 °C (cfr. fig. 18). D'altra parte bisogna tener conto dell'errore di misura, basterà qui ricordare che per quanto riguarda la Tf CO₂, un intervallo di variazione delle misure di 2 °C, può senz'altro essere considerato ragionevole. Ne risulta che, posta a -56.5 °C la Tf del CO₂ puro, possono essere considerate tali tutte le Tf CO₂ al di sopra di -58.5 °C.

Un altro indizio dell'impurità del CO₂ è dato dalla variazione della temperatura di fusione dell'idrato di CO₂ (Tf idr. CO₂).

In questo caso la separazione fra i due gruppi d'inclusioni è ancora più evidenti. Un massimo ben definito comprende i valori tra 8 e 9 °C, un'altro, più diffuso, è situato tra 14 e 17 °C. Dai dati discussi da HOLLISTER e BURRUSS (1976) risulta chiaro che i valori al di sotto dei 10 °C possono essere ascritti al sistema H₂O-CO₂ puro. L'aumento quindi della Tf idr. CO₂ fino a 17 °C è anche qui una

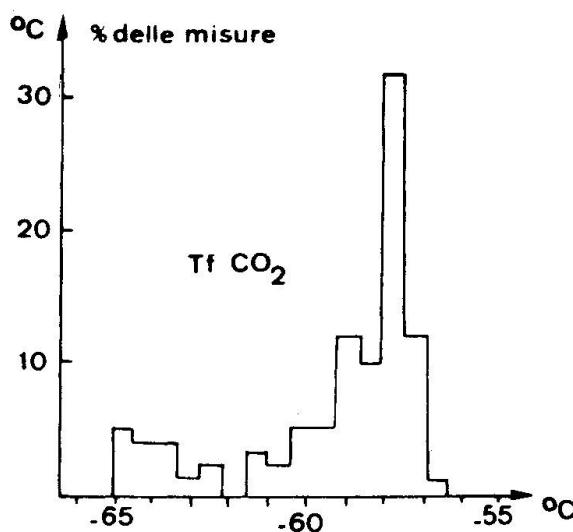


Fig. 18 Istogramma delle misure della Tf del CO₂.

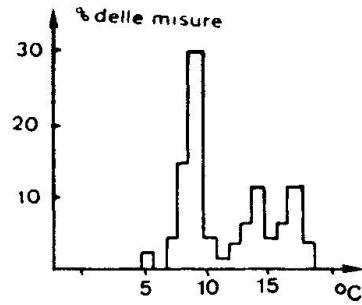


Fig. 19 Istogramma delle misure della Tf idr. CO₂.

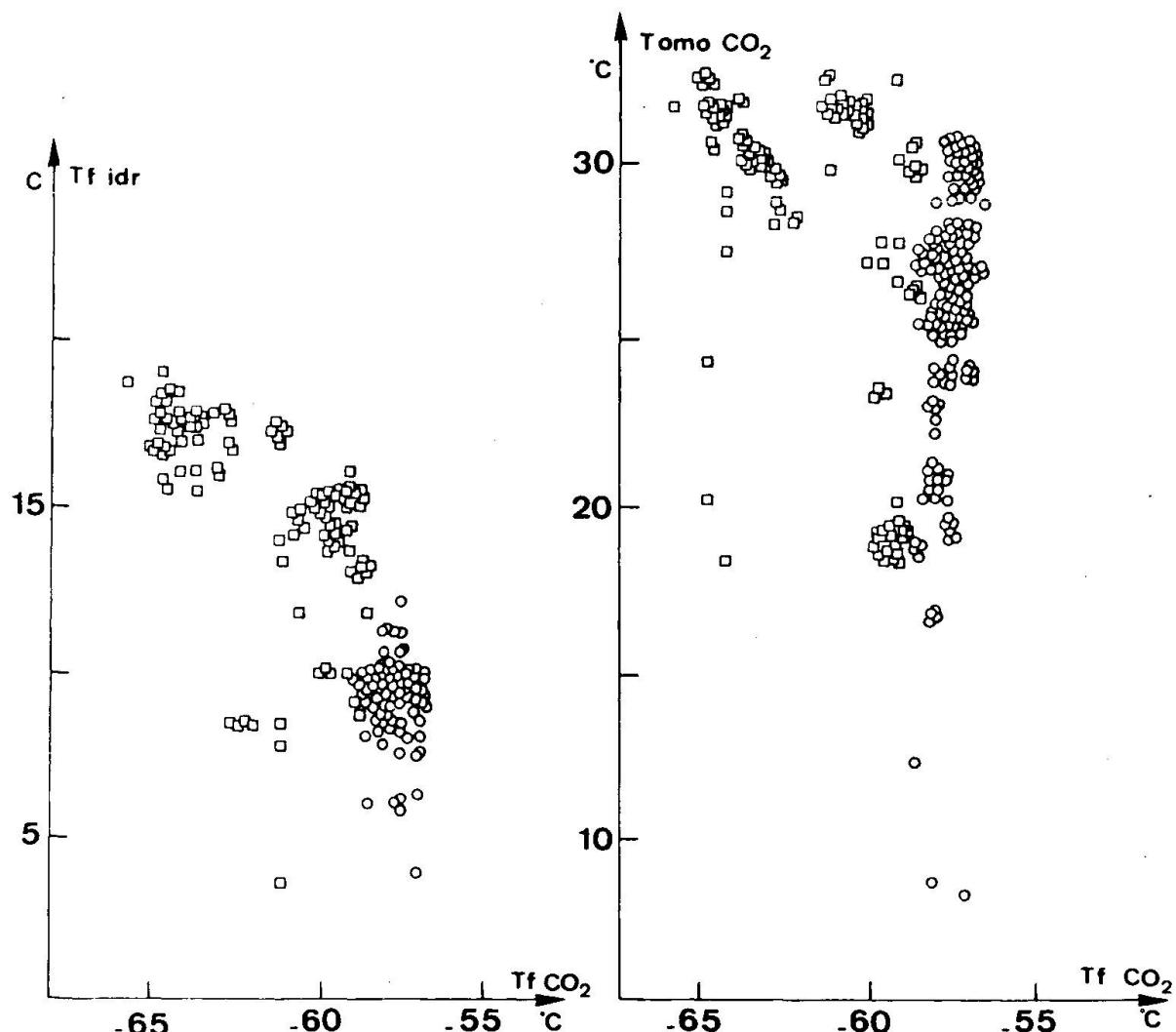


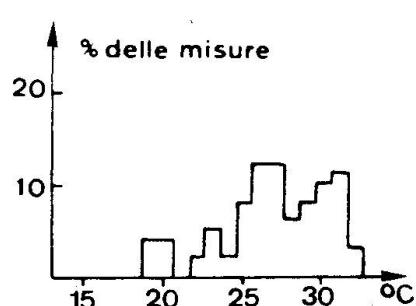
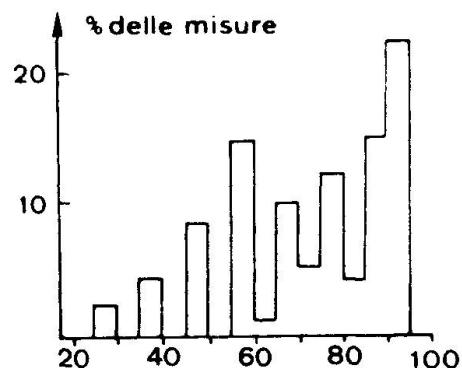
Fig. 20 Diagrammi $T_f \text{CO}_2$ - $T_f \text{idr. CO}_2$ (a) e $T_f \text{CO}_2$ - Tomo CO_2 (b) per le inclusioni a CO_2 puro (circolini) e a CO_2 inquinato (quadratini).

funzione dell'inquinamento CO_2 (gli eventuali ioni in soluzione nell'acqua producono infatti un effetto contrario, cioè un abbassamento della $T_f \text{idr. CO}_2$ [HOLLISTER e BURRUSS, op. cit.]).

La fig. 20a mostra chiaramente la correlazione tra l'abbassamento della $T_f \text{CO}_2$ e l'aumento della $T_f \text{idr. CO}_2$.

La temperatura di omogenizzazione di CO_2 (1) e CO_2 (g) fornisce pure utili indicazioni su questo problema.

Dalla fig. 21 risulta che numerosi valori di Tomo CO_2 superano la temperatura critica del CO_2 , ciò che può essere spiegato solo con l'impurità dello stesso. Anche qui, come nel caso della $T_f \text{idr. CO}_2$, la correlazione con l'abbassamento della $T_f \text{CO}_2$ è evidente. Purtroppo tutti questi dati, pur mettendo in risalto l'impurità, non permettono l'identificazione della sostanza o delle sostanze che in-

Fig. 21 Istogramma delle misure di Tomo CO₂.Fig. 22 Istogramma dei rapporti volumetrici tra CO₂ e acqua (in % del volume di CO₂).

quinano il CO₂. La correlazione, abbassamento della Tf e aumento della Tf idr., può essere spiegata con un inquinamento dovuto al metano. HOLLISTER e BURRUSS (op. cit.) mostrano infatti come l'aggiunta di metano al CO₂ ne abbassi la Tf e ne innalzi la Tf idr.

In questo caso però l'aggiunta del metano abbassa la temperatura critica della miscela. Nel nostro caso invece si osserva esattamente il contrario, cioè un innalzamento della Tomo CO₂ fino al di sopra della T critica del CO₂ puro. Ciò esclude che l'inquinamento sia dovuto solo al metano. Probabilmente un'altra fase gassosa si aggiunge al metano modificando così il comportamento del miscuglio (forse un idrocarburo più leggero?).

Si è quindi così praticamente definita la prima generazione di inclusioni a CO₂, cioè quella comprendente le inclusioni a CO₂ inquinato. Caratteristiche di questa generazione sono:

- Tf CO₂ minore di -58.5 °C (max. -65.5 °C),
- Tf idr. CO₂ attorno ai 14-17 °C,
- Tomo CO₂ tra i 30 e i 33 °C (in parte quindi superiore alla T - crit. del CO₂ puro, 31.0 °C).

Si vedrà più tardi come questa generazione è molto ben localizzata sul terreno e svolge probabilmente un ruolo importante nello sviluppo mineralogico della zona di reazione attorno ai noduli. Più difficile risulta suddividere le altre inclusioni a CO₂, cioè quelle a CO₂ puro, in generazioni ben definite. Anche in questo gruppo si osservano delle grosse variazioni di taluni parametri, senza però che queste possano essere combinate in modo chiaro fra di loro, come è stato il caso per la generazione a CO₂ inquinato. Tre sono i parametri problematici: la Tomo CO₂, i rapporti volumetrici tra il CO₂ e l'acqua e la Tomo tot. La Tf CO₂ e la Tf idr. possono invece essere considerate costanti.

L'istogramma dei rapporti volumetrici tra CO₂ e acqua (cfr. fig. 22) mostrano una notevole dispersione dei valori. Malgrado ciò si è voluto introdurre

ugualmente una suddivisione. Dall'osservazione microscopica si nota come la maggior parte delle inclusioni a CO₂ contengono pochissima acqua, possono cioè essere localizzate tra 85 e 100% in volume di CO₂ (malgrado in fig. 22 solo il 35% circa dei valori si trovi in questo intervallo, non si deve dimenticare che non esiste un rapporto diretto fra numero di inclusioni misurate, e quindi riportate nel diagramma, e l'abbondanza con cui queste sono distribuite nei noduli).

Un'altro argomento a favore della separazione di una generazione ad alto contenuto di CO₂ è la coesistenza di queste inclusioni con quelle multifasi, problema che sarà discusso più avanti. Si introduce quindi una differenziazione che, se dal lato composizione chimica non porta molti vantaggi, facilita la descrizione delle osservazioni microscopiche e taluni rapporti tra differenti tipi d'inclusioni. D'ora in poi si parlerà quindi di una generazione di inclusioni ad alto tenore in CO₂, intendendo appunto quelle inclusioni con un contenuto in CO₂ superiore all'85% in volume mentre si parlerà di inclusioni a CO₂ intendo «tout court» tutte le altre. In fig. 23 sono riassunte le caratteristiche di

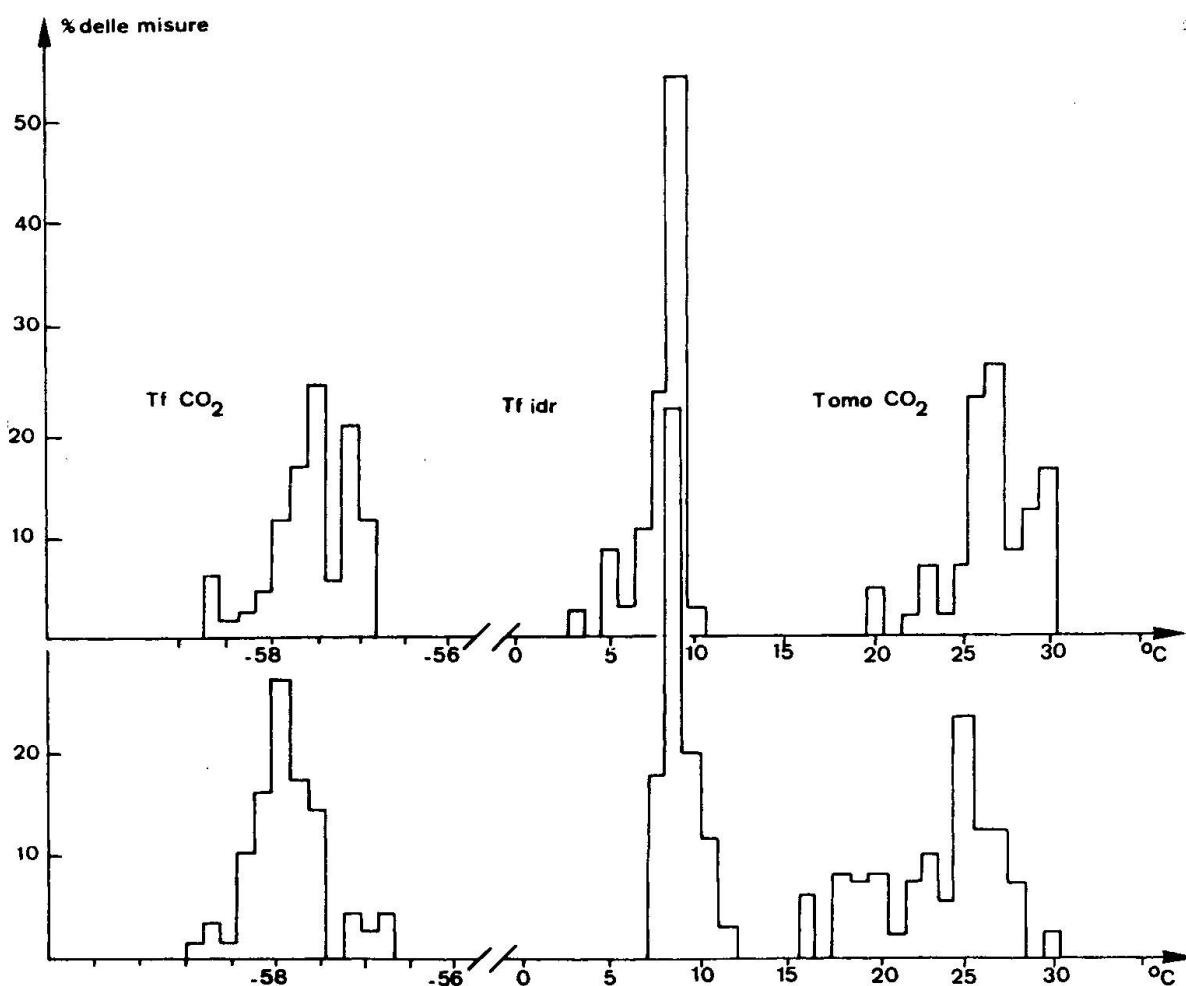


Fig. 23 Istrogrammi della Tf, Tf idr. e Tomo della generazione ad alto tenore di CO₂ (in basso) e delle altre inclusioni a CO₂ (in alto).

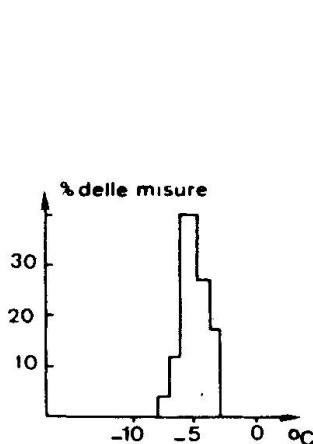


Fig. 24 Istogramma della temperatura di fusione di H_2O nelle inclusioni a CO_2 .

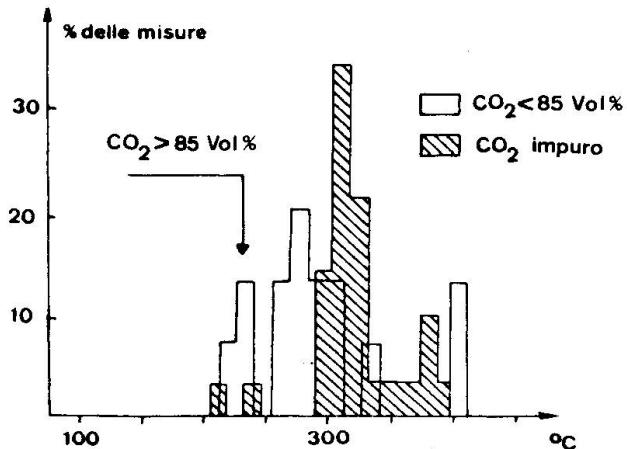


Fig. 25 Istogramma delle misure della Tomo tot delle tre generazioni. I valori per la generazione ad alto tenore in CO_2 sono solo 6 e sono indicati semplicemente con la freccia.

queste due generazioni di inclusioni. Si può osservare come le Tf CO_2 divergano leggermente nei due casi; le inclusioni ad alto tenore in CO_2 hanno un massimo ben definito il cui valore medio si aggira attorno a -58°C , le altre invece sono più diffuse e il valore medio è circa -57°C . Le misure della Tf idr. coincidono invece per entrambe le generazioni e si raggruppano attorno ai 9°C . Unica differenza è la tendenza per le une all'aumento della Tf idr. , per le altre ad una diminuzione. Quest'ultimo caso può essere spiegato ricordando che queste inclusioni tendono a contenere sempre più acqua e che questa acqua non è pura, ma una soluzione poco concentrata di NaCl . La fig. 24 mostra l'abbassamento del punto di fusione dell'acqua misurato in queste inclusioni. Esso si aggira attorno ai -6 – -5°C che corrisponde ad una soluzione con ca. 7–8% in peso di NaCl . Ora HOLLISTER e BURRUSS (op. cit.) predicono appunto un abbassamento della Tf idr. in funzione della concentrazione in NaCl .

Il problema della dispersione dei valori della Tomo CO_2 , e quindi della variabilità della densità del CO_2 che ne deriva, verrà discusso nella parte conclusiva del lavoro. Dalla fig. 23 risulta chiaramente che oltre alla differenza ben marcata nel comportamento delle due generazioni rispetto alla Tomo CO_2 , ben difficilmente si riesce a definire un valore medio che abbia un sicuro valore statistico. Bisogna qui inoltre notare un caso che per la sua rarità non risultata nell'analisi statistica dei dati. Si tratta di quattro Tomo CO_2 situate a $8– 9°C . L'intensa ricerca di inclusioni ad alta densità (quindi con la Tomo relativamente bassa) non ha però portato all'identificazione di un numero più consistente di casi che non i quattro citati, così da poter dimostrare con una certa sicurezza l'esistenza di una generazione con queste caratteristiche. La complessità dell'evoluzione delle inclusioni e i numerosi fenomeni che hanno influenzato l'oggetto in esame non permettono di dare troppo peso a questi casi isolati e solo una valutazione statistica dei dati permette di non sconfinare nella fantageologia.$

Lo stesso problema della grande dispersione dei valori si pone anche per la Tomo tot, cioè la temperatura a partire dalla quale CO₂ e acqua sono completamente miscibili.

Dalla fig. 25 risulta chiaramente sia la dispersione generale dei valori, sia la mancanza di coerenza all'interno stesso delle generazioni. Come per il caso precedente la discussione delle cause è rimandata al capitolo conclusivo.

Va qui sottolineata la difficoltà ad ottenere questa temperatura d'omogenizzazione. Infatti, aumentando la temperatura, la fase supercritica di CO₂ fa aumentare molto rapidamente la pressione all'interno dell'inclusione, per cui la maggior parte delle inclusioni decrepita prima di aver raggiunto la Tomo tot.

Riassumendo, le inclusioni a CO₂ possono essere suddivise nelle seguenti tre generazioni:

Inclusioni a CO₂ impuro: caratterizzate da un abbassamento della Tf CO₂ fino a -65°C, innalzamento della Tf idr. a 14-17°C, aumento della Tomo CO₂ fino a superare la T crit. del CO₂ puro.

Inclusioni con più dell'85% in volume di CO₂: con Tf CO₂ vicina a -58°C, Tf idr. tra 8 e 9°C, Tomo molto variabile (valori estremi 8.5-30.5°C) con tendenza a un massimo a 25°C.

Inclusioni con meno dell'85% in volume di CO₂: con Tf CO₂ tra -57.5 e 57°C, Tf idr. tra 8-9°C, Tomo CO₂ pure molto variabile (18-31°C) con un massimo tra 26 e 27°C e un altro meno marcato fra 29 e 30°C.

3. LE INCLUSIONI ACQUOSE

Contrariamente alle inclusioni a CO₂, le inclusioni acquose mostrano una notevole costanza della composizione chimica e una grande variabilità di forme e dimensioni.

La composizione della soluzione rimasta inclusa, determinata mediante l'abbassamento del punto di fusione dell'acqua, è rappresentata nella fig. 26.

In fig. 26 si osserva la separazione assai netta tra due generazioni, una con acqua praticamente pura, l'altra con una soluzione di circa 5-6% in peso di NaCl. La prima di queste generazioni, quella con l'acqua pura, è molto localizzata nel terreno e rappresenta un numero molto limitato d'inclusioni (di cui si sono fatte molte misure, per questo nella fig. 26 questa generazione è così ben marcata). La seconda invece rappresenta la stragrande maggioranza delle inclusioni acquose e può senz'altro essere considerata come tipica per questo gruppo d'inclusioni.

Il metodo della microtermometria mostra a questo punto i suoi limiti, infatti non permette una caratterizzazione più precisa della soluzione in esame. Consi-

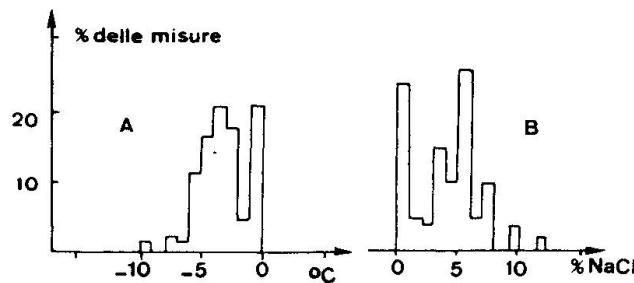


Fig. 26 a) Istogramma delle misure di $T_f H_2O$.
b) Istogramma delle concentrazioni in % del peso di NaCl nelle inclusioni acquose.

derare il cloruro di sodio quale unico responsabile dell'abbassamento del punto di fusione dell'acqua è senz'altro una semplificazione troppo sbrigativa, in quanto sicuramente altri ioni sono presenti nella soluzione.

Per chiarire questo problema, si sono eseguite, presso i laboratori del CRPG di Nancy, analisi delle soluzioni estratte dalle inclusioni. Il metodo usato è quello descritto da ROEDER (1963) e da POTY e al. (1974) che consiste nella tritazione del campione, precedentemente trattato in modo adeguato ad eliminare il più possibile di impurità, in acqua distillata, così da poter raccogliere il contenuto delle inclusioni. Le soluzioni così ottenute sono analizzate, a seconda degli ioni, con assorbimento atomico o colorimetria. Le analisi effettuate sono riprodotte in tabella 2. Purtroppo questo metodo non ha fornito risultati accettabili. Le cause principali dell'insuccesso sono due:

Non si è potuto separare dei campioni che contenessero solamente inclusioni aquose; per cui l'interferenza di altri tipi d'inclusioni, e in particolar modo quello con soluzioni supersature in NaCl, oltre a far variare casualmente, cioè a seconda della abbondanza nel campione, le concentrazioni degli ioni analizzati, non permette di attribuire con sicurezza una determinata composizione alle inclusioni che ci si era prefisso di analizzare.

La contaminazione dovuta alle impurità contenute nelle superfici intergranulari e a piccoli grumi, specialmente di calcite e talco, che non si possono separare dalla matrice di quarzo.

Si può cercare tutt'alpiù di interpretare alcune tendenze espresse da queste analisi. Gli ioni di potassio e magnesio sembrano avere pochissima importanza, le concentrazioni si aggirano attorno ad alcuni centesimi di ppm, valori che in alcuni casi si avvicinano a quelli delle soluzioni testimonio (blank).

Lo ione cloruro si mantiene invece grossomodo costante, almeno nell'ordine di grandezza dei decimi di ppm.

Per gli altri ioni analizzati, sodio, clacio, solfato, non è più possibile nessuna interpretazione. I valori infatti mostrano grosse variazioni che non sono più in alcun modo correlabili.

Tabella 2: Analisi chimiche delle soluzioni estratte dalle inclusioni fluide.

Campione	K ppm	Na ppm	Ca ppm	Mg ppm	Cl ppm	SO ₄ ppm	K/Na at	Ca/Na at	Ca/Mg at	SO ₄ /Cl at	Cl/Na at	anal. an. anal. cat.
A4	.025	.185	.590	.030	.45	.30	.079	1.83	11.937	.491	1.575	0.974
A9	.060	.475	.580	.015	.84	.37	.074	.70	23.47	.324	1.145	1.07
B1	.080	.415	.380	.020	.85	.21	.113	.525	11.53	.182	1.327	1.164
B3	.015	.280	.585	.010	.47	.31	.031	1.199	35.51	.486	1.087	0.876
C4	.060	.165	.020	.010	.54	.08	.214	0.069	1.214	.109	2.12	2.431
D1	.080	.200	.570	.025	.45	.65	.235	1.635	13.84	1.06	1.464	1.257
D4	.040	.180	1.525	.060	.28	.01	.130	4.862	15.43	.02	1.107	0.160
E2	.025	.270	.615	.030	.42	.07	.054	1.306	12.44	.122	1.007	0.574
E3	.335	.470	1.255	.330	1.45	1.24	.419	1.532	2.31	.630	1.999	1.125
H4	.020	.080	.195	.030	.22	.01	.147	1.398	3.945	.02	1.782	0.707
A3	.10	.30	.745	.085	.66	.25	.195	1.425	5.32	.278	1.425	0.739
B8	.075	.475	.680	.205	.96	.28	.092	.821	2.013	.214	1.308	0.864
C3	.055	.290	.890	.050	.94	.71	.111	1.761	10.80	.557	2.09	1.284
D1	.085	.250	1.46	.155	.60	.77	.199	3.352	5.699	.946	1.555	0.702
D6	.090	.160	1.520	.120	.60	.35	.330	5.453	7.69	.430	2.430	0.502
E1	.055	.205	1.650	.080	.42	.25	.157	4.919	12.52	.394	1.321	0.336
E2	.070	.640	.175	.075	.92	.29	.064	.156	1.41	.232	.929	1.260
E4	.155	.405	3.970	.080	1.00	.01	.224	5.626	30.12	.007	1.594	0.217
H3	.040	.245	4.265	.020	.68	.01	.095	9.992	129.44	.007	1.794	1.480
H4	.110	.375	1.250	.030	.80	.36	.172	1.913	25.29	.332	1.380	0.657

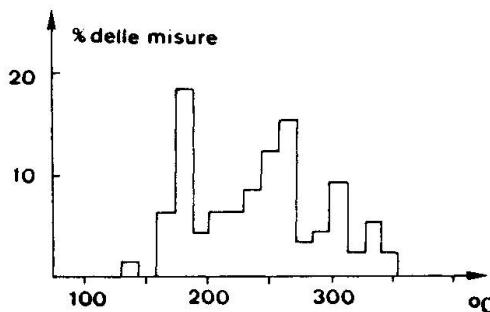


Fig. 27 Istogramma delle misure della Tomo tot delle inclusioni acquee.

La mancanza di dati analitici adeguati ci costringe quindi ad assumere che NaCl sia il sale che condiziona in modo determinante il comportamento delle soluzioni esaminate. Questa scelta d'altronde caratterizza in pratica la maggior parte degli studi sulle inclusioni fluide.

Un'altra caratteristica tipica di queste inclusioni è la ragguardevole costanza del rapporto volumetrico tra soluzione e bolla di vapore acqueo sempre presente nell'inclusione. Purtroppo a questa regolarità del rapporto volumetrico non fa riscontro quella della temperatura d'omogenizzazione, cioè la temperatura alla quale la bolla di vapore sparisce.

Si osserva cioè (cfr. fig. 27) una dispersione abbastanza regolare delle misure di Tomo tot, in un intervallo che va dai 160 ai 360 °C. Il massimo marcato a 170-180 °C è di nuovo dovuto alla generazione con l'acqua pura.

La variabilità della Tomo tot rende assai problematica l'utilizzazione di queste inclusioni come termometro geologico, malgrado il fatto che per altri aspetti come composizione chimica semplice e costante, rapporti volumetrici costanti, proprio questo tipo di inclusioni rappresenterebbe il materiale ideale per questo scopo. Probabilmente l'unica spiegazione possibile rimane quella della cattura di un fluido, rimasto a lungo a composizione costante, durante una fase di diminuzione della temperatura e della pressione. Come già accennato all'inizio di questo capitolo, questo tipo di inclusioni è caratterizzato da una grande variabilità delle forme delle cavità che delimitano le inclusioni (cfr. fig. 16). Quelle di piccole dimensioni (max. 20 μ) sono piuttosto tondeggianti, spesso a forma di goccia, e non manifestano mai la tendenza alla configurazione di cristallo negativo. Quelle più grandi (max. 120 μ), hanno invece forme complesse con terminazioni filiformi che sovente degenerano in strangolamenti. Spesso si osserva il fenomeno inverso della forma a cristallo negativo, cioè le pareti della cavità sono costituite da facce del cristallo ospite che crescono verso l'interno dell'inclusione, come nel caso di crescita di cristalli dentro una fessura (cfr. fig. 28).

Se si eccettua la generazione con l'acqua pura, che mostra sempre inclusioni grandi e irregolari, in tutti gli altri casi non è possibile differenziare chimica-

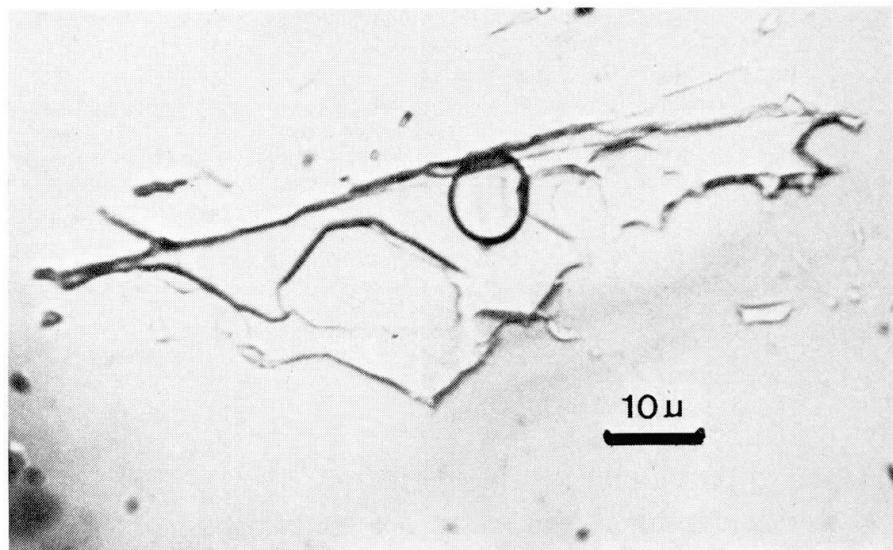


Fig. 28 Microfotografia di un'inclusione aquosa con le pareti della cavità che crescono verso l'interno dell'inclusione secondo la morfologia tipica del quarzo.

mente inclusioni di forme diverse. Generalmente in una frattura coesistono inclusioni piccole e regolari con quelle grandi e irregolari e per entrambi i casi si ottiene la stessa composizione chimica e le stesse Tomo tot, per cui, malgrado le differenti morfologie, le inclusioni devono essere considerate coeve.

Concludendo, le caratteristiche di questo tipo d'inclusioni possono essere così riassunte:

La stragrande maggioranza delle inclusioni aquose sono diffuse omogeneamente in tutta la zona presa in esame. La composizione chimica della soluzione inclusa è costante e può essere assimilata ad una soluzione al 6% di NaCl. Il volume della bolla di gas è pure molto costante (5% del volume totale). Le Tomo tot sono distribuite in un intervallo fra 200 e 360 °C.

Una generazione, comprendente poche inclusioni e molto ben localizzata nell'affioramento (settore A), con acqua pura e Tomo tot attorno ai 170 °C.

4. INCLUSIONI CON UNA SOLUZIONE SUPERSATURA DI NaCl (MULTIFASI)

Le inclusioni multifasi sono quelle meno abbondanti nell'affioramento di Costello; malgrado ciò è però molto difficile trovare un campione che non ne contenga alcuna. La taglia di queste inclusioni è sempre molti piccola (max. 20 μ) e la forma regolare, tondeggiante e a volte tendente a cristallo negativo.

A temperatura ambiente esse sono costituite da:

- una soluzione aquosa,
- un cristallo cubico di NaCl cristallizzato della soluzione,

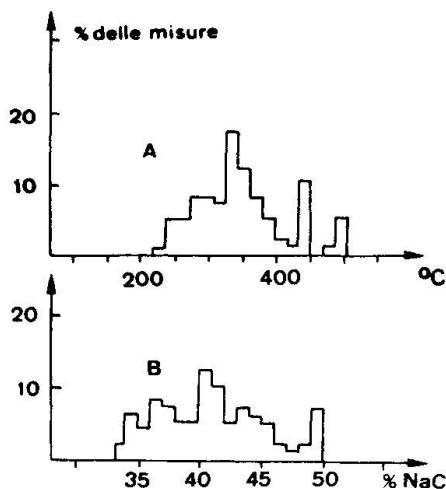


Fig. 29 a) Istogramma delle misure della Tdiss del cubo di NaCl.
b) Istogramma delle concentrazioni in % del peso di NaCl nelle inclusioni multifasi.

- una bolla di gas,
- un solido birifrangente, che però non è sempre presente.

La composizione della soluzione può essere determinata grazie alla temperatura di dissociazione (Tdiss) del cubo di NaCl, utilizzando la curva della composizione della fase liquida di una soluzione aquosa satura in NaCl in funzione della temperatura (KEEVIL, 1942).

Come risulta dalla fig. 29 a) e b), non esiste un massimo che possa essere considerato come valore medio rappresentativo per la Tdiss del cubo di NaCl e della conseguente concentrazione della soluzione.

Come nel caso dell'abbassamento del punto di fusione dell'acqua, anche qui si assume che NaCl sia l'unico sale presente nella soluzione. Quindi anche in questo caso vale l'osservazione già fatta in precedenza sull'impossibilità di determinare altre eventuali componenti della soluzione. In questo caso, se la presenza del cubo di NaCl determina senza equivoci la presenza di questo sale, la situazione è complicata dalla presenza dell'altra fase solida di cui non si conosce la composizione.

Questo solido birifrangente (cfr. fig. 17) di dimensioni variabili, ma che possono anche eguagliare quelle del cubo di sale ($2\text{--}4\mu$) sembra rimanere stabile in tutto l'intervallo di temperatura che è possibile utilizzare durante l'analisi. Infatti da -160°C a 600°C esso non cambia né forma né dimensioni, almeno durante il tempo relativamente breve ($1/2\text{--}1$ ora) dell'esperimento. Non è dunque possibile stabilire se, come nel caso del cubo di NaCl, si tratti di una fase solida cristallizzatasi durante il raffreddamento dalla soluzione aquosa.

Contro questa ipotesi depone la sua presenza saltuaria nell'inclusione. Nel caso di una soluzione supersatura rispetto a questa fase e omogeneamente ri-

partita nella roccia, come sembra il caso per la soluzione supersatura di NaCl, la sua presenza nell'inclusione dovrebbe essere costante.

Molto probabilmente si tratta di una fase solida in sospensione nel fluido che circola nella roccia e che resta casualmente inclusa con quest'ultimo. A favore di questa interpretazione c'è il ritrovamento di una fase solida birifrangente (molto probabilmente la stessa) nelle inclusioni a CO₂ associate alle multifasi; inoltre raramente si riscontrano nelle inclusioni multifasi più di una di queste fasi solide, mentre il cubo di sale è sempre unico. Per ritornare al problema della presenza di altri ioni in soluzione, si può ritenere che, qualunque sia l'origine di questo solido, è abbastanza improbabile che esso rimanga inerte, soprattutto ad alte temperature, senza contribuire, anche in minima parte, all'inquinamento della soluzione. Questo inquinamento potrebbe spiegare in parte la variazione delle concentrazioni delle soluzioni. D'altra parte non si può escludere che le differenze esistano già al momento della formazione delle inclusioni.

Malgrado si cerchi di considerare questo tipo di inclusioni come un fenomeno unitario, quindi anche cronologicamente ben delimitato, queste inclusioni non si sono probabilmente formate simultaneamente, per cui la possibilità di cambiamenti locali della concentrazione deve essere presa in considerazione.

Parallelamente alla variazione della concentrazione si osserva pure una grande dispersione delle temperature d'omogenizzazione, cioè la temperatura alla quale la bolla di gas sparisce (cfr. fig. 30). La composizione di questa bolla di gas non è conosciuta. Infatti anche se sottoposta ad un intenso raffreddamento (-160°C) non si osserva in essa nessuna formazione di nuove fasi, né liquide, né solide. Due sono le sostanze che entrano in considerazione, vapore d'acqua, come nel caso delle inclusioni acquose, oppure CO₂ a pressione parziale molto debole, sicuramente inferiore a 10⁻³ atm. A sostegno della prima ipotesi non ci sono elementi determinanti. A favore della seconda intervengono due fattori:

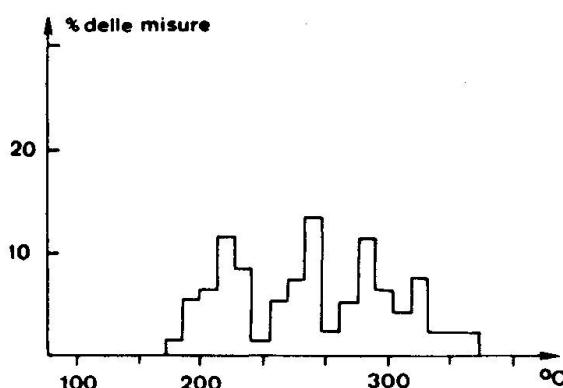


Fig. 30 Istogramma delle misure della Tomo tot delle inclusioni multifasi.

- la coesistenza con le inclusioni a CO₂ (vedi capitolo 5),
- la solubilità molto ridotta del CO₂ in soluzioni così concentrate, che rende possibile la separazione del CO₂ come fase isolata anche a pressioni parziali molto deboli.

L'impossibilità di determinare questa fase gassosa rende quanto mai problematica l'interpretazione della Tomo. Anche la correlazione tra Tomo e la concentrazione della soluzione e la correlazione tra Tomo e Tdiss del cubo di NaCl, non offrono alcun criterio valido per l'interpretazione della variazione delle Tomo.

Malgrado il quadro generale appaia così poco unitario, bisogna tener presente che restringendo il campo d'osservazione alle singole fratture, la situazione cambia notevolmente. Infatti all'interno di una frattura i valori della concentrazione sono più omogenei e l'intervallo di variabilità può essere situato attorno ai 2-3% in peso di NaCl. Le Tomo sono pure molto costanti, e le misure variano in un intervallo di 20-30°C. Questo dato di fatto suffraga quindi l'ipotesi che le variazioni della concentrazione e della Tomo siano proprio dovute ad inomogeneità locali (forse già a livello di tessuto granulare) sia nella composizione chimica, sia forse anche alle condizioni di temperatura e pressione esistenti al momento della formazione delle inclusioni.

Per concludere si può osservare che le inclusioni multifasi, malgrado una omogeneità morfologica molto marcata, sono quelle più difficili da caratterizzare chimicamente. Da un lato il metodo analitico (microtermometria) è troppo limitato per permettere un'indagine accurata delle componenti delle inclusioni, dall'altro, la mancanza di dati sperimentali su soluzioni così concentrate, ostacola l'interpretazione dei pochi dati analitici raccolti.

5. RELAZIONI CRONOLOGICHE FRA LE VARIE GENERAZIONI D'INCLUSIONI

Come già anticipato nella parte introduttiva, le inclusioni considerate in questo lavoro sono tutte di carattere secondario. Non è quindi possibile stabilire una cronologia delle differenti generazioni basandosi sugli stadi di crescita del cristallo come nel caso delle inclusioni primarie. L'unico criterio diretto per ricostruire la cronologia delle inclusioni secondarie è lo studio dell'intersezione di due piani d'inclusione, contenenti ciascuna una generazione differente (PAGEL, 1975 - TOURET, 1977). Purtroppo questo fenomeno, malgrado sia assai comune, nella maggior parte dei casi non è sufficiente a definire inequivocabilmente l'età relativa dei due piani d'inclusione. Perciò le considerazioni contenute in questo capitolo si basano in gran parte sui pochissimi casi di intersezioni che si sono rilevati idonei allo scopo. Nella parte conclusiva del lavoro si cercherà poi di integrare questi risultati in una cronologia «logica», scaturita cioè

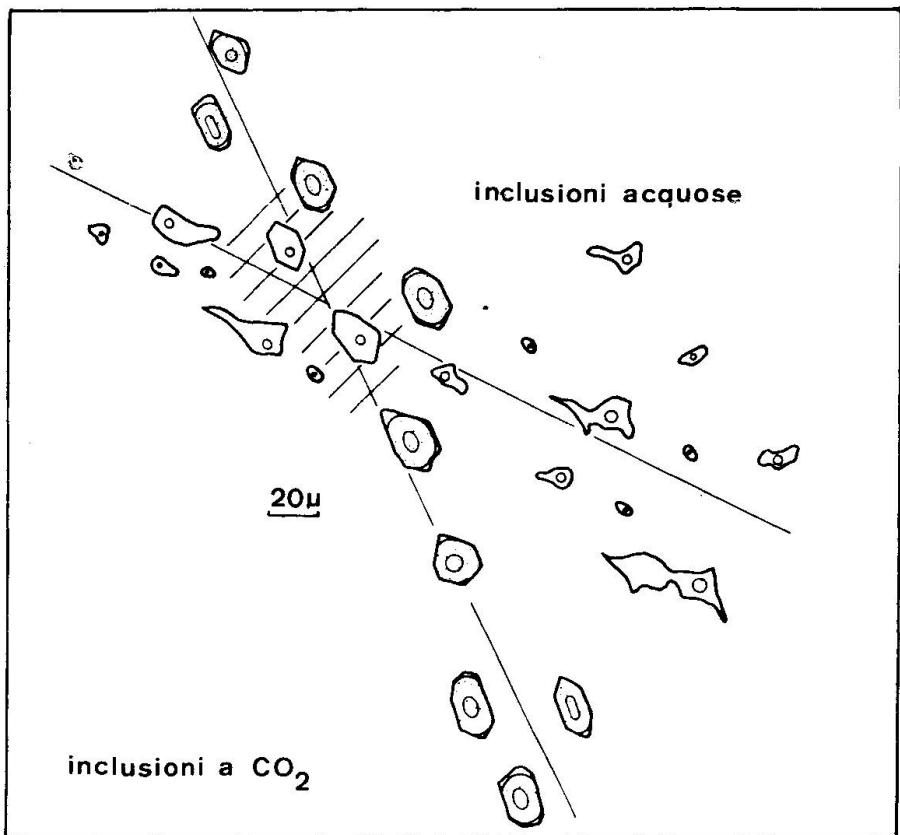


Fig. 31 a) Intersezione di una frattura con inclusioni aquose con una a inclusioni a CO₂, dove il materiale proveniente dalle prime sostituisce quello originale.

dalla combinazione delle inclusioni fluide con le osservazioni mineralogiche, le sequenze petrografiche e l'evoluzione geologica generale.

Due sono essenzialmente le relazioni cronologiche che si sono potute accertare: quella tra le inclusioni a CO₂ e quelle aquose e quella tra le multifasi e le CO₂.

Nel primo caso si è potuto osservare alcune volte l'intersezione di un piano di inclusioni a CO₂ con uno di inclusioni aquose da cui è stato possibile dedurre che le inclusioni aquose sono posteriori alle CO₂, cfr. fig. 31 a) e b). Nella fig. 31 a) si osserva una frattura con inclusioni aquose che ne interseca una con inclusioni a CO₂. La zona di intersezione è marcata da alcune inclusioni con la morfologia tipica delle CO₂ (cristallo negativo), ma che sono riempite con materiale proveniente dalla frattura con le inclusioni aquose, che in questo modo si dimostrano quindi posteriori alle CO₂. Nella fig. 31 b) invece, la medesima situazione provoca un'altro tipo di intersezione. Il piano delle inclusioni aquose taglia, interrompendolo per un buon tratto, quello delle inclusioni a CO₂. Anche in questo caso le inclusioni aquose si rivelano posteriori alle CO₂.

Come già accennato le intersezioni utilizzabili sono rare, generalmente le fratture si intersecano senza discontinuità rendendo impossibile ogni interpretazione.

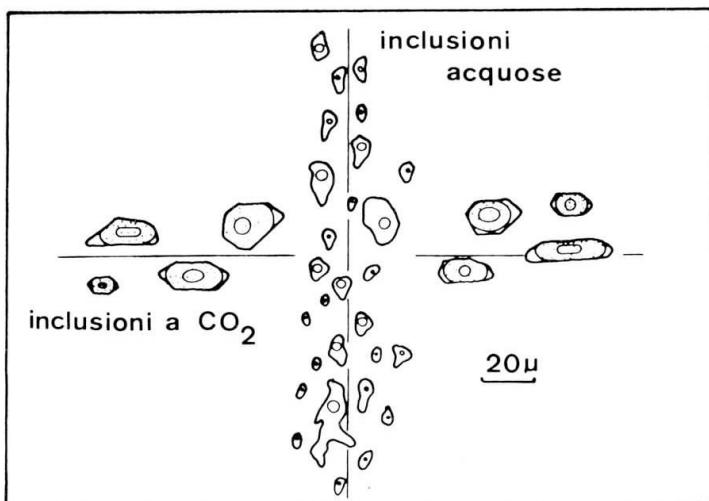


Fig. 31 b) Frattura con inclusioni acquose che interseca, interrompendola una frattura di inclusioni a CO₂.

Un'altra interazione fra tipi di inclusioni diverse, con implicazioni importanti non solo dal punto di vista cronologico, ma anche da quello genetico, è quella tra le inclusioni multifasi e la generazione di inclusioni ad alto tenore in CO₂. Le inclusioni multifasi infatti coesistono sempre nella stessa frattura con quelle ad alto tenore in CO₂.

La disposizione delle inclusioni nella frattura è caratterizzata dalla separazione abbastanza netta fra i due tipi d'inclusioni. La zona di contatto è marcata

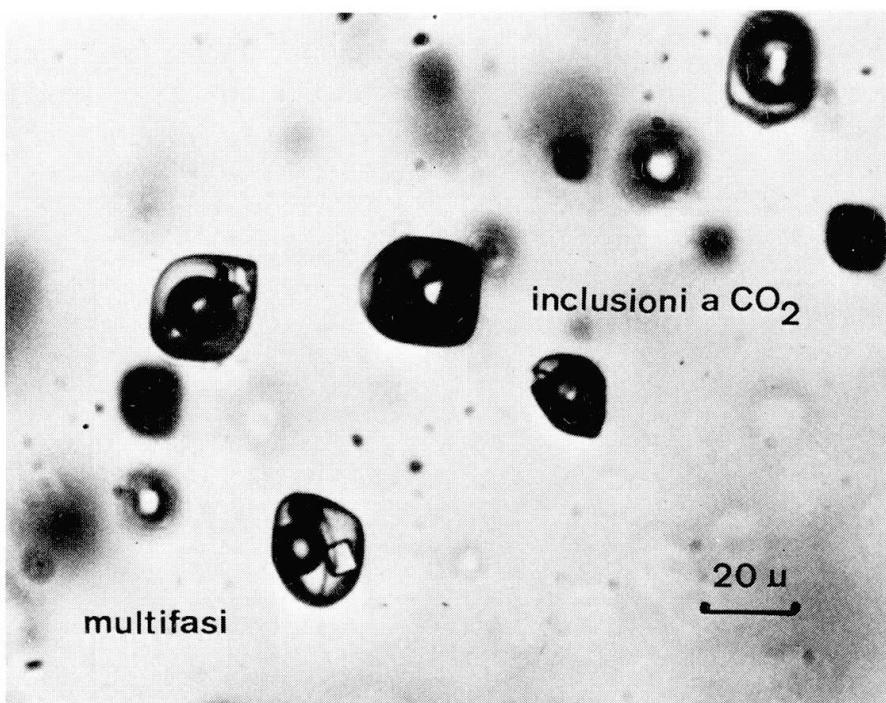


Fig. 32 Microfotografia di una frattura in cui coesistono inclusioni ad alto tenore di CO₂ e multifasi.

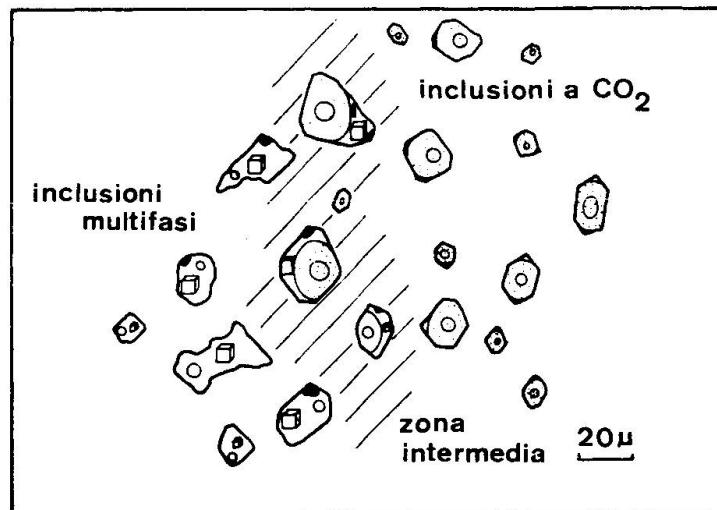


Fig. 33 Zona di passaggio delle inclusioni a CO₂ a quelle multifasi, con formazione di inclusioni ibride.

dal mescolamento delle due fasi fluide con la formazione di inclusioni che contengono, in proporzioni variabili, entrambe le fasi. Si osserva così un passaggio graduale dalla fase ricca di CO₂ a quella costituita dalla soluzione molto concentrata in NaCl (cfr. fig. 33). Spesso questa fascia intermedia mostra caratteristiche forme di strangolamento delle inclusioni (cfr. fig. 34).

Siccome il piano della sezione sottile taglia in modo casuale le fratture, si ottengono differenti configurazioni della disposizione dei due tipi d'inclusioni, cosicché risulta spesso difficile delimitare chiaramente la zona con le inclusioni a CO₂ da quella con le multifasi. Il caso tipico è quello rappresentato nella fig. 33, dove le inclusioni a CO₂ si raggruppano da una parte della frattura, al

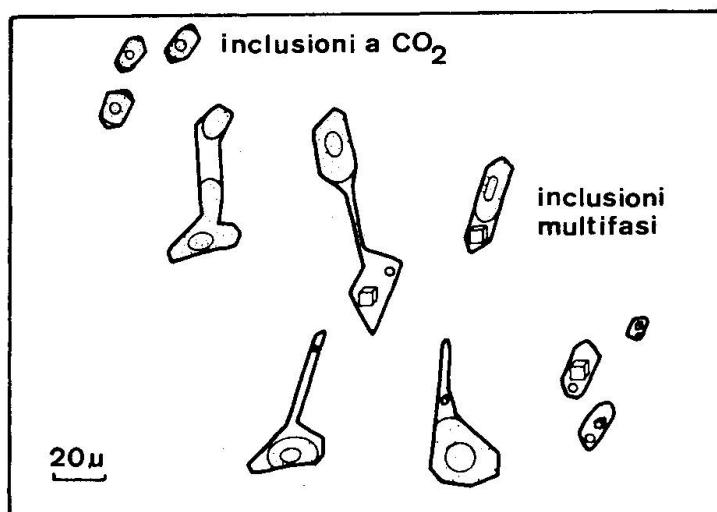


Fig. 34 Strangolamento di inclusioni nella zona intermedia fra le inclusioni a CO₂ e le multifasi.

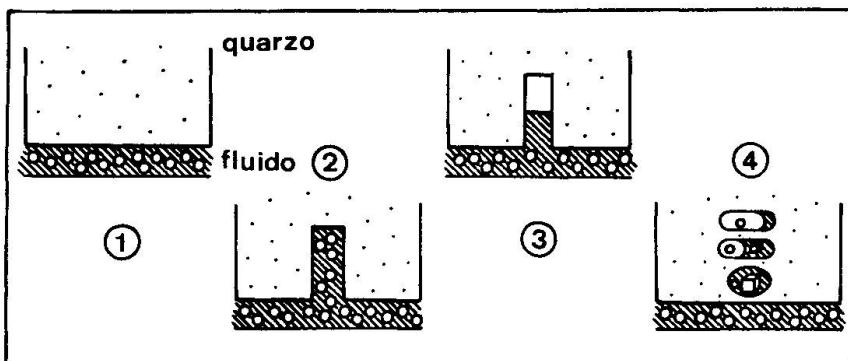


Fig. 35 Rappresentazione schematica del processo di formazione delle fratture contenenti inclusioni a CO_2 e multifasi.

centro c'è un passaggio graduale da una forma all'altra e le multifasi sono concentrate dall'altra parte della frattura. Da questo fenomeno si possono trarre due conclusioni importanti:

Le inclusioni multifasi e la generazione ad alto tenore in CO_2 sono coeve.

Al momento della formazione delle inclusioni la fase fluida presente nella roccia non era omogenea, ma composta da un miscuglio di una soluzione acquosa molto concentrata in NaCl e una fase ricca di CO_2 .

Il meccanismo di formazione è postulato come segue: al momento della formazione della frattura (cfr. fig. 35. 1) questa viene invasa da un miscuglio della soluzione di NaCl e della fase a CO_2 (cfr. fig. 35. 2). Nella frattura stessa avviene una separazione delle due fasi fluide (per gravitazione o capillarità) (cfr. fig. 35. 3), e infine inizia il processo di ricicatrizzazione con la formazione delle inclusioni (cfr. fig. 35. 4).

L'obbiezione principale a queste conclusioni consiste nel negare la formazione simultanea dei due tipi d'inclusioni. In questo caso bisognerebbe postulare la riapertura di una frattura già cicatrizzata e la parziale sostituzione del contenuto originario con quello apportato di fresco. Tutte le osservazioni concordano però sull'irrealismo di un simile processo. Innanzi tutto la coesistenza in una sola frattura delle inclusioni multifasi e delle CO_2 è la regola in tutti i campioni analizzati, mentre la riapertura di una frattura e il conseguente apporto di nuovo materiale è un avvenimento senz'altro eccezionale (un meccanismo simile è quello che avviene all'intersezione di due fratture e che ne permette la datazione relativa, ma come si è visto precedentemente si tratta di un fenomeno estremamente raro). Un altro argomento a favore dell'ipotesi di una formazione simultanea è l'esistenza nella frattura della zona intermedia che separa le due fasi fluide, nella quale le inclusioni contengono entrambe le fasi. Anche in questo caso è assai improbabile che il rimaneggiamento di inclusioni pre-esistenti riesca a provocare un simile passaggio graduale da una fase all'altra. La costante presenza di questa fascia di transizione esclude pure un processo di separazione delle due fasi fluide a cicatrizzazione già avvenuta (una specie di strango-

lamento selettivo delle inclusioni) del tipo descritto da LEMMLEIN e KLIA (1952).

A questi argomenti va aggiunta un'ulteriore osservazione. Il piccolo solido birifrangente contenuto nelle multifasi, si ritrova a volte anche nelle inclusioni a CO₂; non solo in quelle della zona di contatto con le multifasi, ma anche in quelle più distanti. Ciò conferma da una parte l'ipotesi formulata precedentemente che questo solido non è cristallizzato dalla fase fluida all'interno dell'inclusione, ma si trova in sospensione nel fluido e rimane quindi casualmente catturato con lui in un tipo d'inclusione o nell'altro, d'altra parte quindi anche la contemporaneità delle inclusioni. Bisogna però notare che questo rappresenta la normalità nelle inclusioni multifasi, mentre la sua presenza nelle CO₂ è piuttosto eccezionale.

Il comportamento fisico-chimico delle fasi fluide in questione potrebbe pure fornire utili informazioni sulla genesi di queste fratture. Purtroppo la mancanza di dati sperimentali sul sistema H₂O-CO₂-NaCl a temperature e pressioni dell'ordine di quelle esistenti durante questi processi, non permette una valutazione quantitativa di questo fenomeno di immiscibilità.

In ogni caso la diminuzione della solubilità del CO₂ in una soluzione acquosa in funzione della concentrazione lascia prevedere che anche a temperature dell'ordine di 500 °C e a pressioni di 2-3 Kbar, CO₂ sia praticamente immiscibile in una soluzione al 40% di NaCl, ciò che renderebbe appunto possibile un meccanismo di formazione di inclusioni del tipo descritto sopra.

Questa mancanza di dati sperimentali impedisce pure l'interpretazione dei dati raccolti con la microtermometria (Tomo, densità, ecc.) che potrebbero contribuire in modo determinante a chiarire la genesi di questo fenomeno.

La coesistenza delle inclusioni multifasi con quelle ad alto tenore in CO₂ non è però biunivoca. Cioè se è vero che le multifasi sono sempre coesistenti con le CO₂, il contrario non vale. Infatti fratture contenenti unicamente inclusioni a CO₂ sono tutt'altro che rare. Ciò potrebbe essere spiegato tenendo presente le differenze in viscosità e tensione superficiale delle due componenti del miscuglio. Queste potrebbero produrre una selezione dei due fluidi già durante il movimento del miscuglio nella roccia oppure al momento dell'apertura della frattura stessa. La soluzione di NaCl dovrebbe infatti trovarsi ancora allo stato liquido anche a temperature attorno ai 500 °C (la temperatura critica di una soluzione al 40% di NaCl si aggira sui 600 °C, SMITH, 1963, p. 221), mentre la seconda componente del miscuglio, cioè la fase ricca di CO₂, a 500 °C e 2-3 Kbar dovrebbe poter ancora essere assimilabile a una fase gassosa. Si intuiscono quindi le sensibili differenze dei rispettivi parametri quali appunto viscosità e tensione superficiale, che hanno un ruolo fondamentale sulla meccanica di un fluido nella roccia.

L'approfondimento di questa tematica con l'ausilio delle moderne tecniche di sperimentazione ad alta pressione e temperatura potrebbe fornire dati essenziali per l'interpretazione della genesi delle inclusioni fluide.

All'interno di uno stesso tipo di inclusioni non è stato possibile stabilire sequenze cronologiche precise. Per le inclusioni multifasi il problema non si pone trattandosi di un gruppo relativamente omogeneo e che dovrebbe quindi rappresentare anche cronologicamente un evento unico. Le inclusioni acquose non si lasciano suddividere in generazioni distinte e di conseguenza, malgrado la probabilità che questa fase fluida sia stata a lungo presente nella roccia, anche in questo caso non si è potuto mettere in evidenza alcuna differenza d'età. Ancora più inconclusiva è la situazione nel gruppo delle inclusioni a CO₂, dove si sono potute distinguere alcune generazioni, i rapporti cronologici delle quali, specialmente quelli con la generazione a CO₂ inquinato, avrebbero fornito indicazioni fondamentali soprattutto in funzione del ruolo svolto da queste differenti fasi fluide nell'evoluzione mineralogica dei noduli.

In conclusione due sono le relazioni cronologiche importanti che si sono ottenute dall'interazione fra le differenti generazioni:

Le inclusioni acquose sono posteriori a quelle a CO₂.

Le inclusioni multifasi sono coeve alla generazione di inclusioni ad alto tenore in CO₂, da cui consegue l'omogeneità della fase fluida presente nella roccia al momento della formazione di queste inclusioni.

6. DISTRIBUZIONE REGIONALE DELLE DIFFERENTI GENERAZIONI DI INCLUSIONI

Come già ripetutamente menzionato, la distribuzione delle differenti generazioni d'inclusioni nell'affioramento di Costello può essere considerata molto omogenea. Questa omogeneità la si riscontra già al livello più elementare, cioè nel granulo stesso di quarzo o almeno a livello di sezione sottile. Sono infatti rare le sezioni sottili in cui non si possono osservare tutti i tipi di inclusioni descritte.

La distribuzione è omogenea sia per le caratteristiche positive, cioè l'insieme di quelle grandezze che concorrono a formare un quadro unitario, sia per i difetti. In pratica tutte le anomalie che si è venuto man mano discutendo, come le differenze morfologiche, variabilità delle concentrazioni delle soluzioni, varianza dei rapporti volumetrici, dispersione dei valori delle Tomo, ecc., sono pure distribuite in modo regolare.

Le eccezioni si limitano a due: la generazione con il CO₂ inquinato e quella con le inclusioni contenenti acqua pura. Queste due generazioni infatti sono chiaramente limitate a due settori dell'affioramento di Costello.

Le inclusioni contenenti acqua pura sono state osservate solo in campioni provenienti dal settore A. Purtroppo questo settore non mostra alcuna particolarità che lo differenzi dagli altri e che sia contemporaneamente correlabile alla

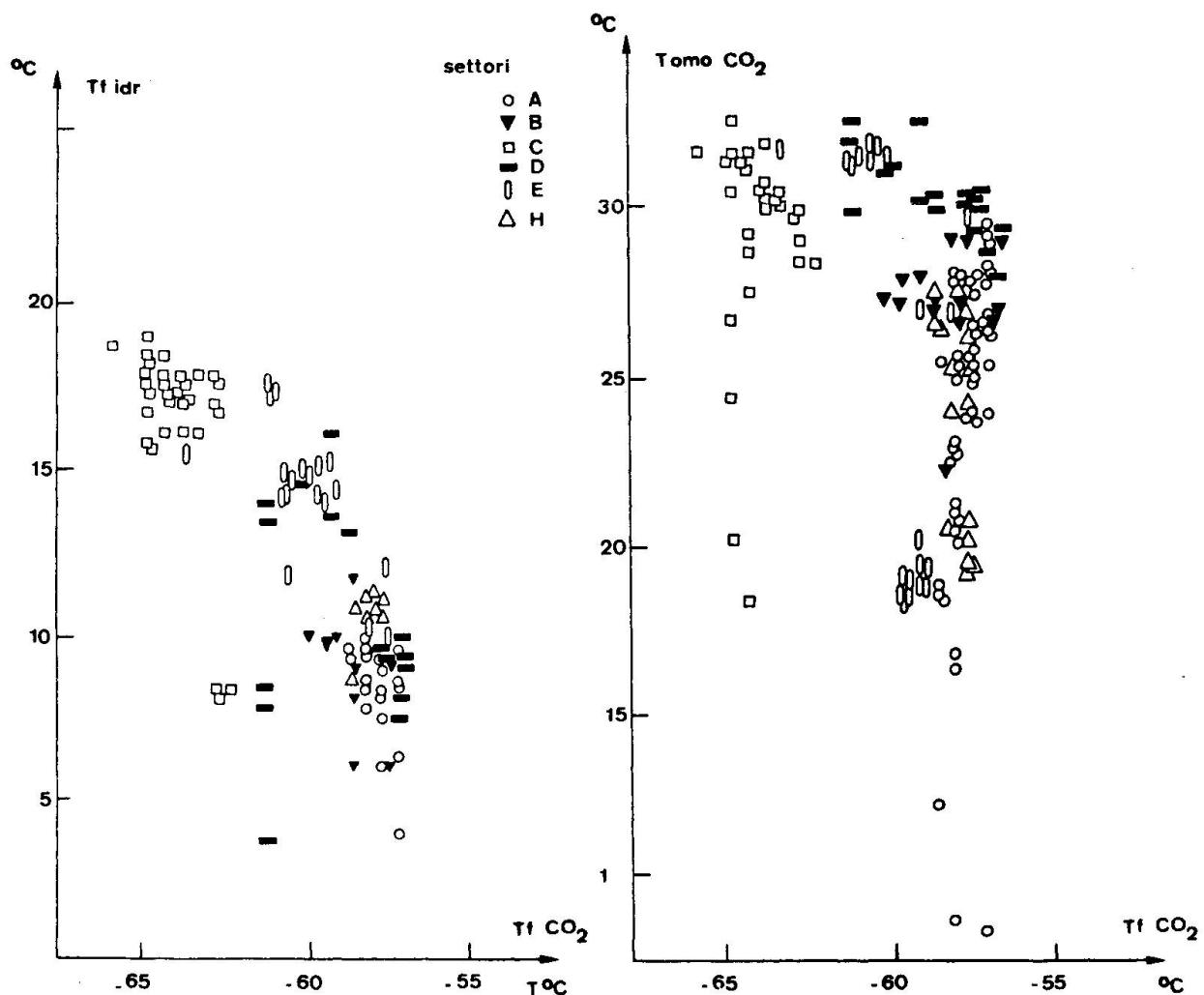


Fig. 36 Diagrammi $T_f \text{CO}_2 - T_f \text{idr. CO}_2$ (a) e $T_f \text{CO}_2 - \text{Tomo CO}_2$ (b) in entrambe le figure è riportata pure la provenienza dei campioni.

presenza di questa fase fluida. Siccome manca la possibilità di attribuire questa fase ad un evento mineralogico particolare, l'importanza di questa generazione, per altro ridottissima quanto a numero d'inclusioni, scade al livello di dettaglio interessante ma senza peso.

Ben altra importanza assume invece la localizzazione della generazione con il CO_2 impuro nel settore C.

La distribuzione regionale di questa generazione risulta chiaramente dalla rappresentazione delle variazioni dei parametri che la distinguono dalle altre generazioni di inclusioni a CO_2 ($T_f \text{CO}_2$, $T_f \text{idr.}$, Tomo CO_2) in funzione della provenienza dei campioni, cfr. fig. 36 a) e b).

Oltre alla evidente separazione delle inclusioni provenienti dal settore C, dalla fig. 36 si può dedurre un certo passaggio graduale dalle inclusioni a CO_2 puro a quelle a CO_2 inquinato che coinvolge i settori vicini D e E.

L'accentramento di questa fase fluida nel settore C e la contaminazione dei settori vicini, concorda perfettamente con il prevalere del talco della seconda

generazione quale componente della zona di reazione attorno ai noduli. È quindi giustificato postulare una relazione tra il cambiamento della mineralogia e la presenza di questa nuova fase fluida.

Due grosse lacune però non permettono di formulare in modo corretto questa relazione: l'impossibilità di identificare la fase inquinante e la mancanza di rapporti cronologici fra questa generazione e gli altri tipi di inclusioni, e di conseguenza l'impossibilità di definire questo fenomeno nel tempo e nello spazio.

7. LE INCLUSIONI FLUIDE NEGLI ALTRI MINERALI DEI NODULI

I granuli di quarzo che formano il nucleo dei noduli non sono gli unici ospiti delle inclusioni. Esse sono state osservate pure nella calcite, nella tremolite e nella fluorite. In questi minerali qualità e quantità di inclusioni sono però nettamente inferiori. Ad esempio, nei granuli di calcite si incontrano zone molto ricche di inclusioni. Queste sono però di dimensioni talmente ridotte da rendere già precaria l'osservazione al microscopio e impossibile l'analisi microtermometrica. Dalle poche osservazioni soddisfacenti si presume che si tratti principalmente di inclusioni ricche di CO₂. La presenza di quest'ultimo è stata inoltre messa in evidenza grazie all'analisi di alcuni campioni con un tavolino frantoio (crushing stage), tecnica proposta da DEICHA (1950) e ROEDER (1970). Né questo metodo, né l'osservazione microscopica permettono però di caratterizzare in modo più completo queste inclusioni.

Nella tremolite le inclusioni sono molto rare; le poche osservate presentano forma tubolare molto allungata e sono sempre contenute nei piani di clivaggio. Anche in questo caso dovrebbe trattarsi di inclusioni a CO₂, ma l'analisi al tavolino frantoio non ha rilevato nessun emanazione di gas carbonico.

In entrambi i minerali, calcite e tremolite, oltre alle difficoltà nell'ottenere materiale analizzabile, lo studio delle inclusioni fluide è reso problematico dall'intenso clivaggio che mette in forse l'ermeticità delle inclusioni e dal pericolo di reazioni chimiche tra la fase fluida e il minerale ospite. In questi casi l'estrapolazione dei risultati analitici alle condizioni esistenti al momento della formazione delle inclusioni risulta quanto mai precaria.

La fluorite presenta caratteristiche diverse. In questo minerale si sono infatti ritrovate tutte le varie generazioni d'inclusioni presenti nel quarzo; solamente le quantità sono molto diverse, in quanto la fluorite è di regola molto limpida e contiene poche inclusioni. La concordanza dei dati analitici tra le inclusioni nella fluorite e nel quarzo è così soddisfacente che si è rinunciato a trattare queste inclusioni separatamente; esse sono state perciò integrate nelle descrizioni delle inclusioni provenienti dal quarzo. L'unica eccezione è rappresentata dalle inclusioni multifasi, dove la soluzione acquosa ha concentrazioni che si aggira-

no attorno al 20% di NaCl, molto minori quindi di quelle riscontrate nelle multifasi nel quarzo.

Questa diminuzione della concentrazione della soluzione potrebbe essere un esempio di quelle interazioni fra fase fluida e minerale ospite menzionate sopra a proposito della calcite e della tremolite. È possibile che la fluorite inserisca nel suo reticolo cristallino degli ioni di cloro a sostituzione del fluoro oppure che alle pareti dell'inclusione gli ioni di cloro siano legati dal calcio della fluorite a formare CaCl₂.

Ciò illustra che gli effetti di tali interazioni possono provocare errori considerevoli nell'interpretazione dei dati.

Da questa breve discussione sulle inclusioni nella calcite, tremolite e fluorite, risulta chiaramente che il quarzo rappresenta il materiale ideale per lo studio delle inclusioni fluide e che gli altri minerali contribuiscono in misura minima, almeno in questo caso, alla conoscenza delle fasi fluide coinvolte nella formazione dei minerali stessi. Tutt'alpiù, come nel caso della fluorite, possono essere utili come materiale di paragone.

VII. Proposta di un modello genetico dei noduli

Nel seguito viene proposto un modello genetico dei noduli. I nuclei di quarzo (in parte con fluorite) si sono formati nel sedimento dolomitico prima del metamorfismo alpino. Durante la fase prevalentemente cinematica dello stesso, i nuclei vengono deformati o rimobilizzati. Nella prima fase tettonica (ripiegamento isoclinale della dolomia) i nuclei sono boudinati, lungo i fianchi delle pieghe isoclinali, parallelamente alla stratificazione (S₀) e alla scistosità (S₁) (situazione al passo Cadonighino). Dal successivo ripiegamento locale delle pieghe isoclinali risulta una seconda scistosità (S₂), parallela al piano assiale della piega a discordante rispetto a S₀ e S₁. I nuclei vengono rimobilizzati e si dispongono in sequenze lenticolari parallele ad S₂ (situazione a Costello).

Durante queste fasi cinematiche, anche la fase termica raggiunge il suo massimo con la formazione, nei livelli silicei della dolomia, di tremolite secondo la reazione:



Queste tremoliti hanno abito prismatico, sono ricche di alluminio, povere di fluore e, secondo BIANCONI (op. cit., p. 207), orientate con l'asse c parallelo ad S₁, quindi cristallizzate ancora durante la fase cinematica.

Il bordo di reazione attorno ai noduli si forma invece più tardi, quando cioè la fase cinematica è già terminata, infatti i minerali che lo compongono non sono né deformati né orientati. La reazione che produce il bordo a tremolite e cal-

cite è la stessa che ha prodotto le tremoliti prismatiche della dolomia, cioè la reazione 1).

Le inclusioni multifasi e la generazione di inclusioni ad alto tenore in CO₂ rappresentano la fase fluida sviluppatasi dalla reazione 1) che forma il bordo. Con il procedere del metamorfismo la tremolite del bordo subisce una talcizzazione di intensità variabile. La fase fluida corrispondente è quella caratterizzata da una costante diminuzione del tenore in CO₂ (generazione di inclusioni con meno del 85% in volume di CO₂). L'ultima fase fluida documentata nelle inclusioni è una soluzione acquosa poco concentrata (ca. 5% in peso di NaCl). Durante la retromorfosi, ad un momento che è stato impossibile determinare, la contaminazione locale del CO₂ viene messa in relazione con la cristallizzazione, pure locale, del talco della seconda generazione.

VIII. Discussione del modello proposto

1. L'ORIGINE DEI NUCLEI DI QUARZO

Che i nuclei di quarzo e fluorite si siano formati prima del bordo di calcite e tremolite che li circonda, risulta evidente dalla deformazione che essi hanno subito e che non ha coinvolto, invece, il bordo. Inoltre, almeno al passo Cadonighino, il boudinaggio è avvenuto durante la prima fase di deformazione della dolomia e quindi i nuclei sono sicuramente anteriori a questo evento tettonico. A Costello invece non è possibile stabilire una cronologia così precisa. Infatti i nuclei non sono boudinati, ma assumono forme lenticolari, inoltre essi non sono più paralleli a S₁ come al passo Cadonighino, ma paralleli a S₂. Molto probabilmente in questo caso è avvenuta una rimobilizzazione del quarzo durante la fase tettonica che ha sviluppato la S₂.

A questo punto si possono formulare tre ipotesi. I nuclei si sono formati durante una fase metamorfica alpina molto precoce, oppure sono il prodotto di una attività idrotermale molto più antica (forse praticamente sinsedimentaria, quindi triassica) o infine sono di origine direttamente sedimentaria. A sostegno della prima ipotesi non esiste alcun argomento, anche perché, una simile fase del metamorfismo alpino, se esistita, non ha lasciato nelle rocce del Campolungo alcuna testimonianza. L'origine sedimentaria appare più probabile; in suo favore depone la localizzazione dei noduli in uno strato ben definito della dolomia. Nei nuclei di quarzo è contenuta però anche la fluorite (si vedrà più avanti perché anche questo minerale viene considerato premetamorfico), la cui origine sedimentaria risulta più difficile da chiarire. Questo minerale è di regola il prodotto di una attività idrotermale, ciò che riconduce alla seconda ipotesi. A favore di una attività idrotermale, forse triassica, concludono pure situazioni

simili osservate in altre formazioni triassiche delle alpi centrali analoghe a quelle del Campolungo. Queste analogie sono già state proposte da BIANCONI (op. cit., p. 158) in relazione alla genesi del marmo a calcite, fluorite e quarzo dell'affioramento di Costello (settore G). FREY (1967, pp. 49 sgg) descrive nella serie di Quarten al passo della Greina un marmo a calcite, quarzo e baritina che accompagna una mineralizzazione a pirite, blenda e galena, infiltrando la dolomia. L'analisi radiometrica della galena ha fornito un'età di 245 ± 65 mio.a. Un'altro affioramento di un marmo a calcite e baritina è descritto da BURCKHARDT (1942, p. 131) nella dolomia saccaroides della sinclinale di Teggio-
lo. Infine GRAESER (1975, p. 147) postula nelle dolomie della valle di Binn la presenza sinsedimentaria di minerali quali pirite, blenda, galena e baritina. Da questi confronti, pur senza poter scartare definitivamente l'ipotesi di una genesi sedimentaria, appare giustificato considerare i nuclei di quarzo e fluorite quali prodotti di una attività idrotermale triassica di cui probabilmente il marmo a fluorite del settore G rappresenta un elemento di dimensioni maggiori in cui però già in origine il quarzo non era una componente principale, come invece era il caso per i filoncelli da cui hanno avuto origine i nuclei di quarzo dei noduli odierni.

Due argomenti giustificano l'interpretazione di un'origine comune della fluorite e del quarzo. Il primo è di carattere chimico; infatti le tremoliti cresciute attorno a nuclei contenenti fluorite mostrano un contenuto massimo in fluoro (cfr. fig. 11). Ciò dimostra che la fluorite era già presente nel nucleo al momento della formazione del bordo di reazione e che la sua presenza o meno ha influenzato la composizione chimica della tremolite. Il secondo criterio si fonda sulle inclusioni fluide contenute nella fluorite. Come si è visto, la fluorite contiene le medesime inclusioni contenute nel quarzo. Se quindi queste inclusioni documentano le fasi fluide coinvolte nella formazione del bordo di reazione, bisogna ammettere che la fluorite fosse già completamente cristallizzata al momento della formazione delle inclusioni che, anche in questo caso, sono di carattere secondario.

2. LE DUE GENERAZIONI DI TREMOLITE

La netta separazione postulata fra le tremoliti prismatiche disseminate nella dolomia e quelle raggruppate in aggregati raggiati attorno ai nuclei di quarzo si basa essenzialmente su due criteri: uno chimico e l'altro strutturale-morfologico.

Come si è visto nel capitolo riguardante la composizione chimica dei minerali, i due tipi di tremolite posseggono caratteristiche chimiche ben differenziate. Le differenze riguardano soprattutto il contenuto in Al, con il corrispondente valore di Na, e il contenuto in F. Infatti (cfr. fig. 10) le tremoliti nella dolomia

(generazione 1) sono ricche di Al, praticamente prive di F e mostrano la tendenza ad una sostituzione di tipo pargasitico per l'introduzione di Al e Na nel reticolato cristallino. Le tremoliti dei noduli (generazione 2) sono invece povere di Al, ricche di F e il tipo di sostituzione per Al e Na è edenitico.

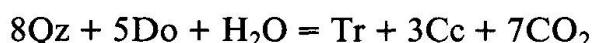
Queste differenze dimostrano che le due generazioni sono cristallizzate in un ambiente chimico diverso. È interessante notare a questo proposito la presenza di tremoliti della prima generazione ai margini dei noduli con rimaneggiamento della loro composizione chimica durante la formazione delle tremoliti della seconda generazione.

La morfologia e l'orientazione delle tremoliti rappresentano l'altro criterio di differenziazione. La prima generazione è formata da individui prismatici isolati e orientati con l'asse c parallelo alla scistosità S_1 e quindi di formazione sincinematica (BIANCONI, op. cit., p. 207). La seconda generazione è invece formata da aggregati raggiati di individui aghiformi che non sono né orientati né deformati e quindi di formazione postcinematica. Ne risulta perciò che le due generazioni, oltre che essere cresciute in ambiente chimico diverso, si sono formate in tempi differenti.

3. CORRELAZIONI FRA LE FASI FLUIDE DELLE INCLUSIONI E L'EVOLUZIONE DEI PROCESSI MINERALOGICI NEI NODULI

L'evoluzione mineralogica dei noduli può essere suddivisa nelle seguenti tappe:

- Formazione dei nuclei di quarzo (e fluorite) nella dolomia.
- Dissoluzione, parziale o totale, dei nuclei di quarzo con conseguente formazione di tremolite e calcite secondo la reazione:



- Pseudomorfosi del talco secondo tremolite.
- Cristallizzazione del talco della seconda generazione.

Per le inclusioni fluide è stato possibile stabilire la seguente cronologia:

- Le inclusioni ad alto tenore in CO₂ sono coesistenti con le multifasi.
- Le inclusioni acquose sono posteriori alle inclusioni a CO₂.

Non è stato possibile collocare cronologicamente con criteri diretti le inclusioni a basso tenore in CO₂ e la generazione con il CO₂ impuro.

Lo schema seguente propone una correlazione fra l'evoluzione mineralogica e le differenti fasi fluide:

formazione del bordo di
calcite e tremolite

inclusioni ad alto tenore
in CO₂ e multifasi

talcizzazione della tremolite	inclusioni a basso tenore in CO ₂
cristallizzazione del talco della seconda generazione	inclusioni a CO ₂ impuro
inclusioni acquose	

Per poter meglio giustificare queste correlazioni è utile tentare di utilizzare le inclusioni quali termo-barometro geologico.

4. LE INCLUSIONI FLUIDE QUALI TERMO-BAROMETRO GEOLOGICO

4. a. Le inclusioni acquose

Questo tipo d'inclusioni, per la sua composizione chimica relativamente semplice, la distribuzione omogenea nell'affioramento e la costanza dei rapporti volumetrici è il più idoneo, tra quelli analizzati in questo lavoro, ad essere utilizzato quale termo-barometro. Inoltre i dati P-V-T delle soluzioni incluse sono ben conosciuti (FISHER, 1976 - POTTER, 1977).

Due difficoltà notevoli riducono però la possibilità di interpretazione dei risultati forniti da questo tipo di inclusioni.

La prima riguarda la dispersione delle temperature d'omogenizzazione (cfr. fig. 27), parametro che permette la valutazione della densità della soluzione, ciò che impedisce la definizione di valori della densità generalizzabili a tutte le inclusioni.

La seconda difficoltà risulta dall'impossibilità di assegnare questo tipo di inclusioni ad un processo geologico preciso. Come si è visto, le inclusioni acquose dovrebbero rappresentare la fase fluida più recente tra quelle osservate e perciò potrebbero essere messe in relazione alla fase finale della diaftoresi alpina. Questa fase è probabilmente durata molto a lungo e la diminuzione della temperatura e della pressione ad essa collegata potrebbe essere la causa della dispersione delle temperature d'omogenizzazione delle inclusioni, ammesso che durante tutto questo processo la composizione della fase fluida sia rimasta pressoché costante.

Nella fig. 37 si sono riportate in un diagramma P-T le isocore corrispondenti a dei valori più o meno tipici della Tomo (la isocora 1 per la generazione con acqua pura, le isocore 2 e 3 corrispondenti ai massimi della distribuzione delle Tomo, cfr. fig. 27, e la isocora 4 per la Tomo massima registrata). In questo grafico si sono pure introdotti due gradienti geotermici, uno idrostatico e uno litostatico (entrambi corrispondenti ad un aumento di temperatura di 1°C ogni

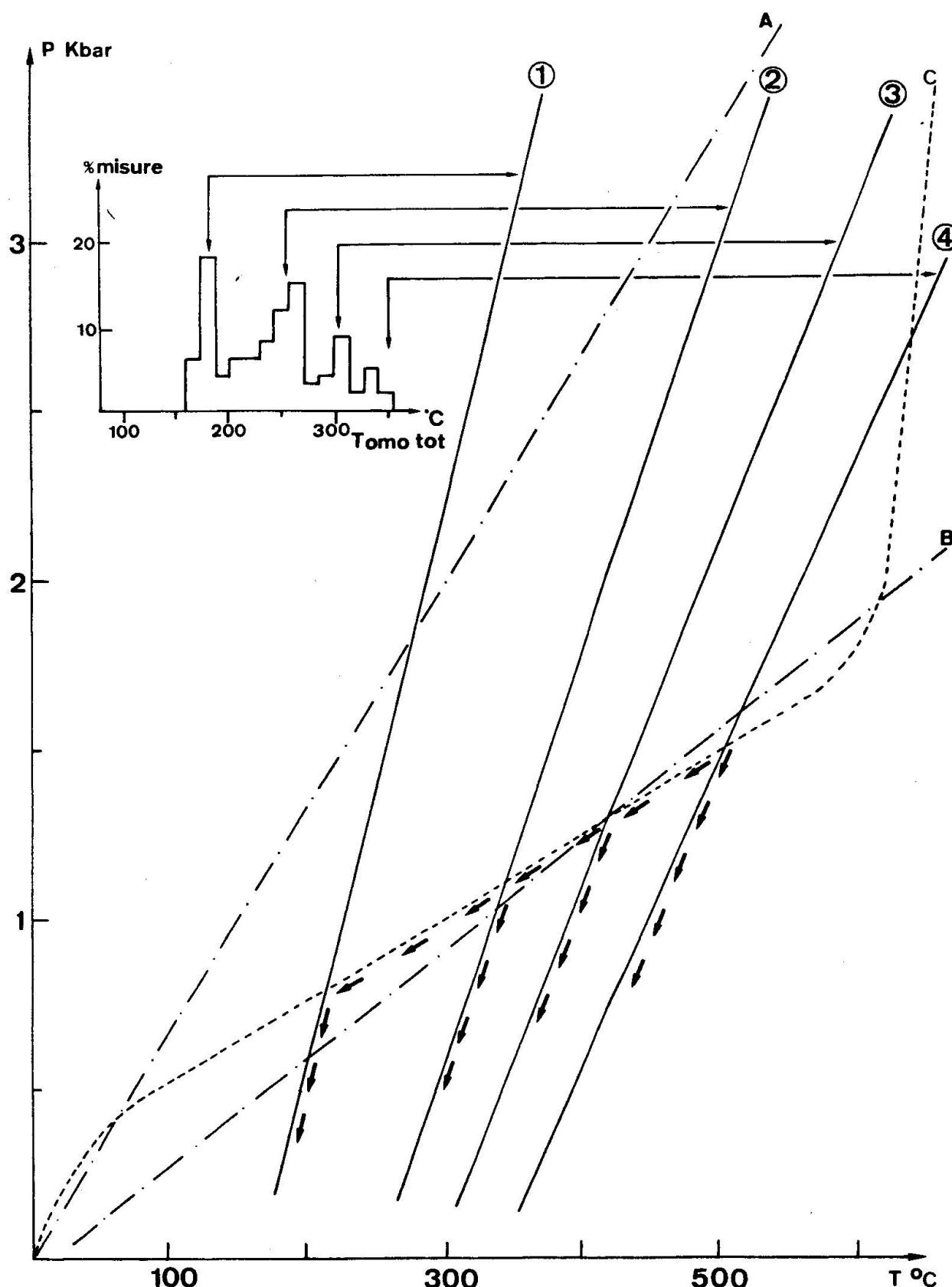


Fig. 37 Diagramma P-T con le isocore delle inclusioni acque (numerazione delle isocore vedi testo).

A gradiente litostatico $1^{\circ}\text{C}/30\text{ m}$.

B gradiente idrostatico $1^{\circ}\text{C}/30\text{ m}$.

C curva dell'evoluzione P-T secondo il modello di WERNER e al. (1976).

30 m di profondità) e una curva rappresentante l'evoluzione della temperatura e della pressione durante la retromorfosi secondo il modello proposto da WERNER e al. (1976) che sarà discussso più avanti. È interessante notare come questa curva intersechi l'isocora corrispondente alla Tomo massima registrata proprio attorno a 500 °C, valore che, secondo il termometro basato sul contenuto in Mg della Cc (cfr. fig. 12), dovrebbe caratterizzare la temperatura di formazione del bordo di reazione. Se si suppone poi che la retromorfosi sia avvenuta lungo la curva indicata, le frecce nella fig. 37 mostrano una possibile evoluzione della fase fluida e spiegono inoltre la dispersione della temperatura d'omogenizzazione.

I valori delle temperatura di formazione sembrano essere realistici, mentre quelli delle pressioni, dell'ordine di 1,5 Kbar, sono molto minori di quelli generalmente accettati per la regione del Campolungo durante il metamorfismo alpino. Siccome anche per gli altri tipi di inclusioni si ottengono pressioni dello stesso ordine di grandezza, questo problema verrà discussso globalmente più avanti. Bisogna inoltre notare come l'utilizzazione di un gradiente litostatico fornisca valori di pressione e temperatura che, almeno per le inclusioni rappresentate con le isocore 3 e 4, sono molto improbabili.

4. b. Le inclusioni a CO₂

In questo gruppo di inclusioni le differenti generazioni vanno discusse separatamente.

La generazione con il CO₂ impuro non si presta in nessun modo ad una utilizzazione in termo-barometria, in quanto la mancata identificazione della fase inquinante il CO₂ non permette di valutare la densità delle inclusioni e quindi di costruire l'isocora. La generazione ad alto tenore in CO₂, malgrado la quasi totale mancanza di dati sulla Tomo tot, fornisce alcuni indicazioni interessanti ma, data la coesistenza di questa generazione con le inclusioni multifasi, queste saranno appunto discusse assieme alle osservazioni sulle multifasi.

Rimane la generazione con meno del 85% in volume di CO₂. Le difficoltà collegate alla costruzione delle isocore per queste inclusioni sono molteplici. Innanzitutto, la variabilità della Tomo CO₂ (cfr. fig. 23), da cui si ricava la densità del CO₂, impedisce la definizione di valori rappresentativi (lo stesso problema già riscontrato con le inclusioni acquose). A complicare ulteriormente questa situazione interviene pure la variabilità dei rapporti volumetrici tra il CO₂ e l'acqua (cfr. fig. 22). Il problema più grosso è però rappresentato dalla mancanza di dati P-V-T per il sistema CO₂-H₂O a pressioni e temperature di interesse geologico. Per la costruzione delle isocore si è dunque dovuto ricorrere al sistema della somma delle pressioni parziali di CO₂ e dell'acqua come

descritto da TOURET (1976). Questo metodo non è però del tutto corretto in quanto assume che CO_2 e acqua formano una soluzione ideale, mentre GREENWOOD (1973) ha potuto stabilire una deviazione in senso positivo del volume di mescolamento (volume of mixing) cosicché le pressioni ottenute con la somma delle pressioni parziali rappresentano condizioni minime.

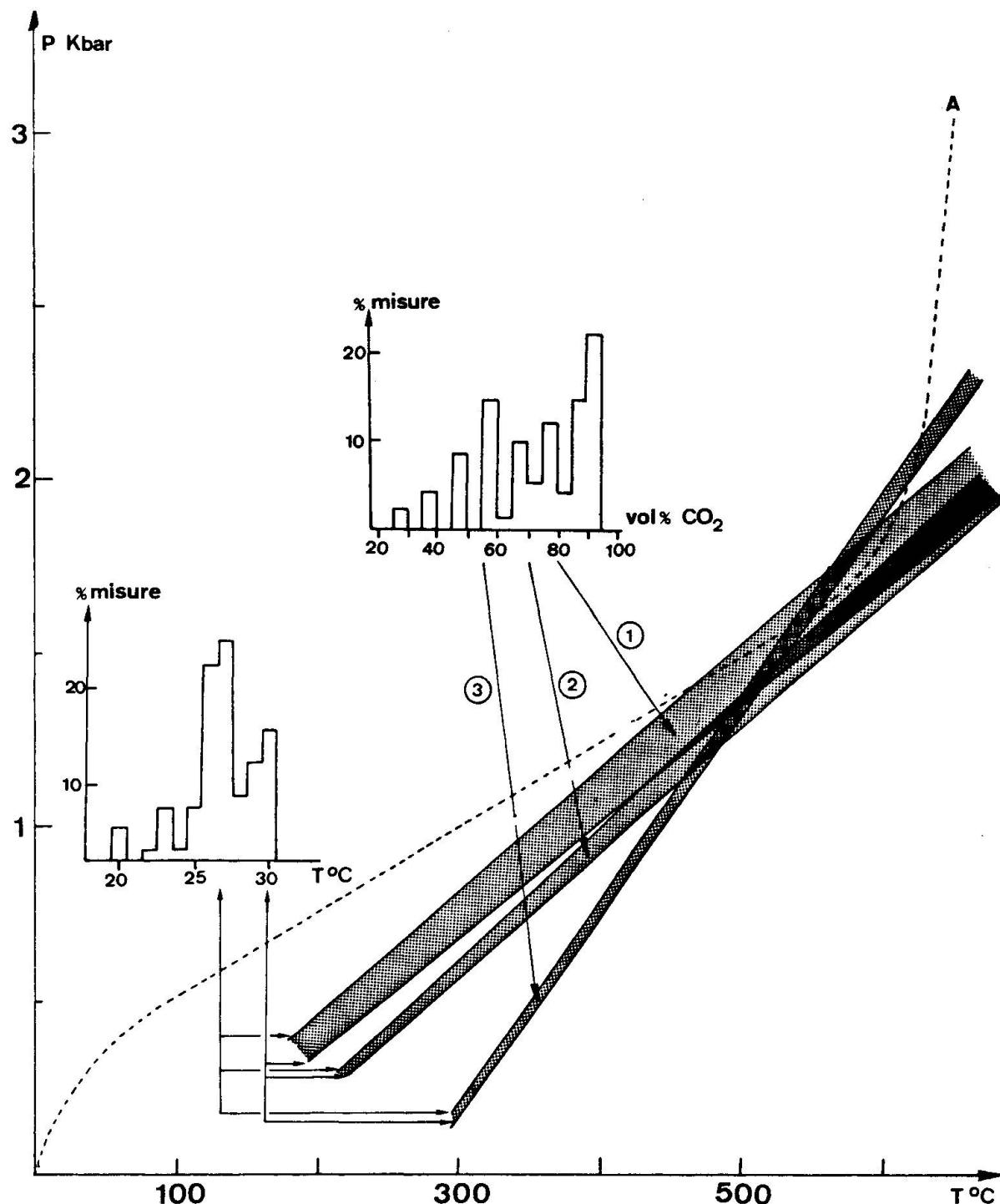


Fig. 38 Diagramma P-T con le isocore della generazione di inclusioni con meno del 85% in volume di CO_2
A curva dell'evoluzione P-T secondo il modello di WERNER et al. (1976).

Nel diagramma P-T della fig. 38, si è cercato di delimitare il campo di varianabilità delle isocore corrispondenti a tre gruppi di inclusioni classificate secondo i loro rapporti volumetrici (1-80%, 2-70%, 3-55% in volume di CO₂) e in funzione delle due densità del CO₂ corrispondenti ai massimi statistici della Tomo CO₂ (cfr. fig. 23). Se si assume che queste inclusioni si siano formate più o meno alle stesse condizioni di pressione e temperatura, ne risulta che il punto d'intersezione delle diverse isocore dovrebbe indicare queste condizioni. Senza voler dare un valore determinante ad una configurazione viziata dalle limitazioni esposte sopra, è non di meno interessante notare come la zona di intersezione dei fasci di isocore sia situata attorno a 500°C e 1.5 Kbar. Ciò ripropone gli stessi valori ottenuti con le inclusioni acquose e corrisponde, per quanto riguarda la temperatura, ai 500°C indicati dalla calcite. Da ultimo si può notare come la curva dello sviluppo P-T durante la retromorfosi sembra descrivere assai fedelmente l'evoluzione della fase fluida. Essa taglia infatti i fasci di isocore proprio nella zona di intersezione di quest'ultime.

4. c. Le inclusioni multifasi

Le inclusioni multifasi non permettono in pratica nessuna previsione termo-barometrica. Il problema principale è senz'altro la mancanza di dati P-V-T di soluzioni così concentrate (40-50% in peso di NaCl) sia per il sistema H₂O-NaCl, sia, data la coesistenza con le inclusioni a CO₂, per il sistema H₂O-NaCl-CO₂. Inoltre, come sembra essere il caso in tutte le generazioni di inclusioni analizzate, le temperature d'omogenizzazione sono disperse in un intervallo di temperatura di 200°C (cfr. fig. 30). Parallelamente le concentrazioni delle soluzioni sono pure assai variabili (cfr. fig. 29). La conseguenza di tutte queste manchevolezze è appunto l'impossibilità di costruire isocore attendibili per questo tipo d'inclusioni. Per poter almeno discernere una tendenza utile ad inquadrare in modo grossolano l'evoluzione di queste inclusioni, si sono utilizzati i dati P-V-T proposti da SMITH (1963, p. 220) per delle sozioni al 30% di NaCl nella costruzione delle isocore corrispondenti ai massimi statistici delle temperature d'omogenizzazione. I risultati sono esposti in fig. 39, dove si è pure riportata l'isocora delle inclusioni a CO₂ che coesistono con le multifasi (in realtà in fig. 39 sono riprodotte per questa generazione di inclusioni due isocore, una costruita secondo il metodo già utilizzato in fig. 38 della somma delle pressioni parziali, l'altra costruita utilizzando i dati di TAKENOUCHI-KENNEDY (1964) sul sistema H₂O-CO₂, secondo il metodo proposto da TOURET (1976).

Se si ammette che questi due tipi di inclusioni si siano effettivamente formati contemporaneamente e quindi alle stesse condizioni di pressione e temperatura, l'intersezione delle isocore dovrebbe indicare queste condizioni. Anche se le semplificazioni introdotte per poter costruire le isocore delle inclusioni multifa-

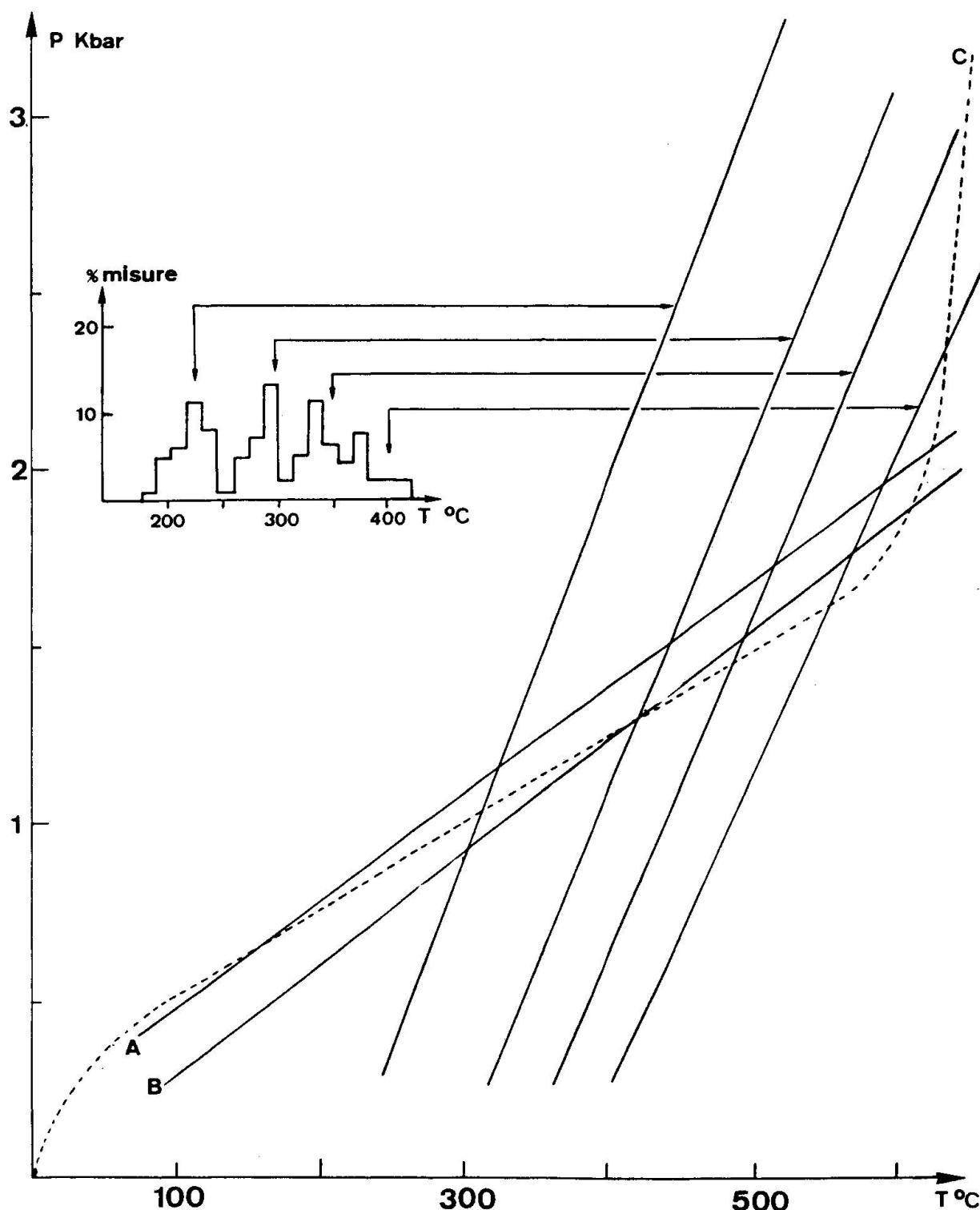


Fig. 39 Diagramma P-T con delle isocore indicative per delle soluzioni al 30% in peso di NaCl (approssimazione delle soluzioni delle inclusioni multifasi) e delle isocore delle generazione ad alto tenore in CO₂ coesistenti con le multifasi.

A isocora delle inclusioni a CO₂ calcolata con la somma delle pressioni parziali.

B isocora delle inclusioni a CO₂ secondo TAKENOUCHI and KENNEDY (1964).

C curva dell'evoluzione P-T secondo il modello di WERNER e al. (1976).

si non permettono di interpretare numericamente l'intersezione con l'isocora della generazione di inclusioni a CO₂, si costata come la differenza delle penedenze delle isocore tenderà sempre a mantenere la zona di intersezione entro valori bassi della pressione. Sembra quindi essere ribadita anche in questo caso la tendenza già riscontrata per gli altri tipi di inclusioni ad ottenere, per i processi di formazione delle inclusioni, delle pressioni relativamente basse.

5. DISCUSSIONE

Riassumendo, si può constatare come le inclusioni analizzate in questo lavoro si prestano malamente ad essere utilizzate quali termo-barometro geologico. Imputare questo insuccesso alla mancanza di dati sperimentali adeguati sui sistemi chimici in esame sarebbe troppo semplicistico. Certamente una conoscenza più approfondita del comportamento delle varie soluzioni a pressioni e temperature di interesse geologico permetterebbe una caratterizzazione migliore dell'evoluzione delle inclusioni. D'altra parte però ciò non risolverebbe il problema centrale e comune a tutti i tipi di inclusioni analizzati; quello cioè della grande variabilità della temperatura d'omogenizzazione, parametro fondamentale per la valutazione della densità delle sostanze incluse. Su questo problema possono essere formulate solamente alcune supposizioni in quanto esso coinvolge fenomeni sulla cui natura ben poco si conosce, come la meccanica del fluido nella roccia e il processo stesso della formazione delle inclusioni.

I presupposti fondamentali per l'utilizzazione delle inclusioni quali termo barometro sono la costanza del volume e l'ermeticità dell'inclusione. La grande variabilità delle forme e delle dimensioni delle inclusioni lasciano supporre che alla storia dell'inclusione dal momento della sua formazione fino al momento dell'analisi appartengano pure cambiamenti di forma e quindi una conseguente variazione del volume iniziale. Particolarmente sensibili ad un simile processo potrebbero essere le inclusioni che tendono ad assumere la forma di cristallo negativo. È infatti impensabile che una simile forma si sviluppi istantaneamente al momento in cui, apertasi la frattura nel cristallo, il fluido la invade. Molto più logicamente questa forma è il risultato di un processo di dissoluzione e ricostituzione del minerale ospite, ciò che implica appunto una variazione del volume dell'inclusione e molto probabilmente anche un'alterazione chimica della soluzione inclusa, in quanto un simile processo implica pure un trasporto di materia dal fluido al minerale e viceversa. Un buon argomento a favore di quest'ipotesi è il passaggio graduale da una forma irregolare a quella di cristallo negativo che si osserva constantemente nella regione esaminata.

Lo stesso argomento sembra essere valido anche per le inclusioni con forme irregolari siccome anche in questo caso la tendenza è di sviluppare forme semplici, spesso tondeggianti, a partire da forme iniziali dendritiche.

Questi processi di evoluzione della forma e quindi del volume delle inclusioni potrebbero essere una delle cause dell'omogeneità delle temperature d'omogenizzazione.

Un altro fattore che potrebbe influenzare questo parametro è rappresentato dalla circolazione del fluido nella roccia. Molto sovente si osserva (cfr. fig. 14) come le fratture che contengono le inclusioni partono da punti o zone ristrette del margine del granulo. Si può quindi immaginare che il fluido che circola negli spazi intergranulari formi delle sacche dove la sua pressione aumenta fino a fratturare il minerale. Ora le temperature d'omogenizzazione misurate in simili fratture potrebbero essere funzione di queste pressioni locali più che di quella regionale. Se si pensa poi all'anisotropia dei minerali si può supporre che a seconda della direzione in cui si produce la frattura occorrono pressioni differenti, ciò che aumenta ancora il grado di variabilità delle temperature d'omogenizzazione misurate.

Un fattore importante è inoltre la costanza delle temperature di omogenizzazione in particolare e, in generale, anche degli altri parametri misurati all'interno di una singola frattura. Oltre tutto, a parte le inclusioni acquose che spesso mostrano nella stessa frattura forme e dimensioni diverse, normalmente le inclusioni di una frattura sono simili sia nella forma che nelle dimensioni. In questo caso si potrebbe quindi ritenere che, se anche fosse avvenuta una variazione del volume in seguito ad un cambiamento di forma, questo processo abbia influenzato allo stesso modo tutte le inclusioni della frattura.

Tutte queste osservazioni confermano l'ipotesi che le inomogeneità dei parametri misurati sia dovuta alla variazione locale, a livello di tessuto granulare, delle condizioni di formazione e di evoluzione delle inclusioni. Ne consegue la difficoltà a generalizzare i risultati ottenuti.

L'unica indicazione di carattere generale che scaturisce dall'impiego delle inclusioni quali termo-barometro è quella riguardante le pressioni, che risultano sempre inferiori a 2 Kbar mentre, almeno per il momento culminante del metamorfismo alpino, nella regione del Campolungo si assumono pressioni senz'altro superiori (la stima massima è quella di ROSENFELD (1969) che propone pressioni attorno agli 8 Kbar).

Questa discrepanza potrebbe essere interpretata come la differenza tra la pressione del fluido e quella litostatica. La conseguenza però di una differenza così marcata fra le due pressioni è lo spostamento delle curve d'equilibrio delle reazioni mineralogiche verso valori sensibilmente più bassi della temperatura, ciò che contraddice il valore di 500 °C ottenuto con il contenuto in Mg della calcite e costantemente confermato anche dalle inclusioni.

Una spiegazione più plausibile risulta dall'interpretazione del modello di raffreddamento dopo la metamorfosi alpina proposto da WERNER e al. (1976) per la valle Leventina e basato su dati radiometrici ottenuti nella regione. Questi autori hanno calcolato la velocità d'erosione (posta uguale alla velocità di

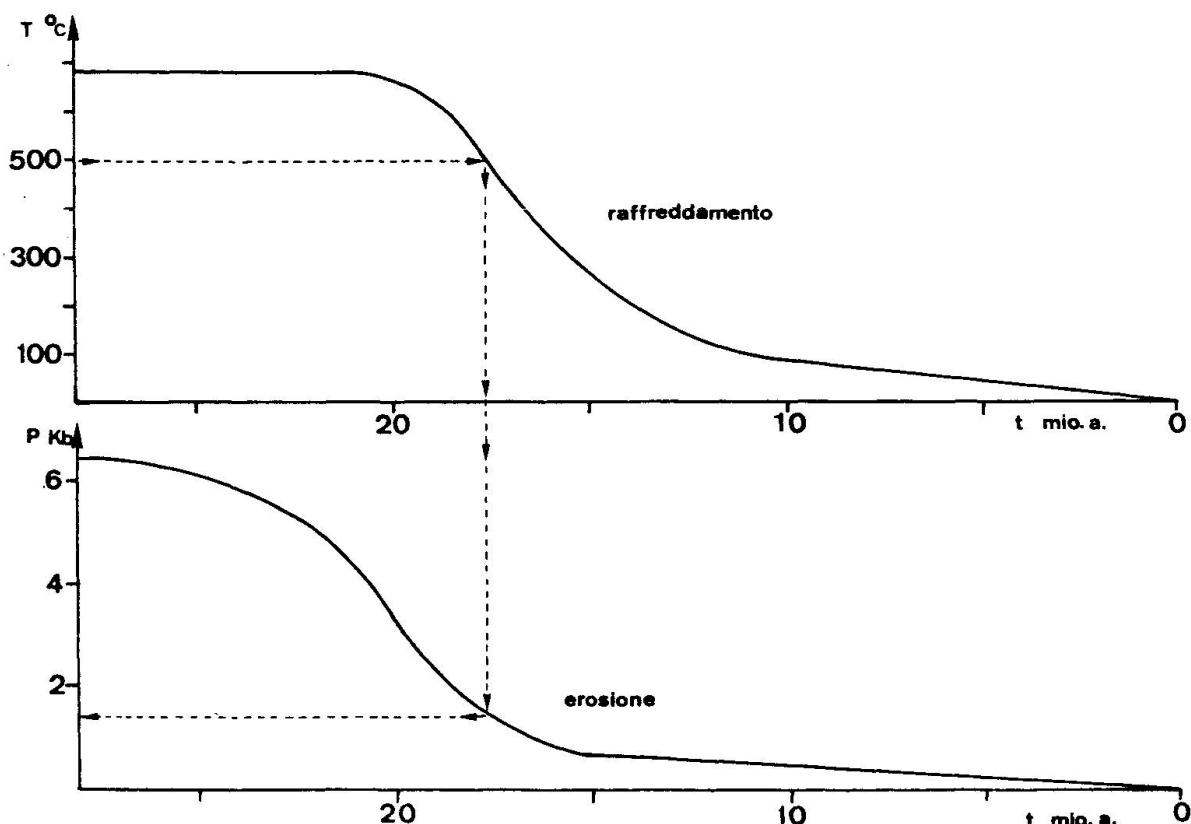


Fig. 40 Profili dell'erosione e del raffreddamento dopo il metamorfismo alpino secondo il modello proposto da WERNER e al. (1976) per la val Leventina.

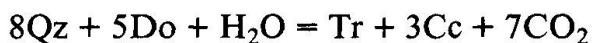
sollevamento) in funzione del raffreddamento della massa rocciosa. Il risultato è esposto nella fig. 40 sotto forma di curve di erosione e raffreddamento in funzione del tempo. Dal paragone delle due curve risulta che la temperatura è rimasta a lungo stabile su valori attorno ai 600 °C per poi subire un drastico abbassamento. La pressione invece (dovuta alla massa rocciosa sovrastante) è diminuita molto più rapidamente della temperatura, almeno in una fase iniziale, per cui ad un certo momento ad una temperatura di 500 °C corrispondono solamente 1.5 Kbar di pressione. A parte la coincidenza sorprendente tra questi valori e quelli ottenuti mediante le inclusioni, sembra plausibile supporre uno sfasamento tra diminuzione della pressione e raffreddamento che giustificherebbe i risultati di questo lavoro.

Con i dati forniti dalle curve in fig. 40 si è inoltre costruito una curva dell'evoluzione della pressione e della temperatura durante il periodo preso in esame dal modello sopra esposto. È interessante notare come questa curva descriva in modo plausibile l'evoluzione delle inclusioni (cfr. figg. 37, 38, 39).

Questa rapida diminuzione della pressione facilita pure la comprensione di altri fenomeni, come la fratturazione del quarzo che permette la formazione delle inclusioni e la circolazione nella roccia di una quantità di fluido sufficien-

te a permettere l'innesto della reazione che ha portato alla formazione del bordo attorno ai nuclei di quarzo.

A questo proposito si è calcolato quanta acqua occorre per trasformare completamente in tremolite e calcite una sfera di quarzo di 10 cm di raggio e la dolomia circostante secondo la reazione:



Il risultato sono circa 400 cm³ di acqua. Se si considera ora il volume iniziale della roccia che si vuole trasformare (ca. 1150 cm³ Qz + Do) ne risulta che, supposta una porosità di questa roccia attorno ai 0.2% in volume (WENK e WENK, 1966), solo 23 cm³ di acqua sono a disposizione nella roccia ciò che è nettamente insufficiente a far funzionare la reazione. Di conseguenza bisogna ammettere che al momento della formazione del bordo ci sia stato un notevole apporto di fluido possibile appunto grazie ad una rapida diminuzione della pressione che ha provocato l'apertura di pori e facilitato così la circolazione del fluido. Allo stesso modo si è calcolato quanta acqua occorre per far reagire solo una parte della sfera di quarzo (diminuzione del raggio della sfera di 1 cm), ottenendo ca. 110 cm³ d'acqua. La variabilità dello spessore del bordo di reazione osservata nei vari settori dell'affioramento è quindi una funzione della quantità di fluido disponibile durante il processo.

Queste argomentazioni possono pure spiegare perché durante la fase che ha portato alla formazione delle tremoliti della prima generazione, attorno ai nuclei di quarzo non sia successo praticamente nulla: semplicemente perché a quel momento (forte pressione) la quantità di fluido presente nella roccia non era sufficiente per permettere l'avvio della reazione.

Riassumendo, l'utilizzazione del modello di raffreddamento ed erosione proposto da WERNER e al. (op. cit.) permette non solo di spiegare le basse pressioni ottenute tramite le inclusioni, ma offre un quadro plausibile nel quale inserire il modello di sviluppo dei noduli proposto in questo lavoro. In questa ottica esso può quindi essere precisato come segue:

la dolomia metamorfosata (formazione delle tremoliti della prima generazione) a condizioni di pressione e temperatura che in questo lavoro non si sono potute accettare (se si considera questa fase come il momento iniziale del modello di raffreddamento, si ottengono temperature sui 600°C e pressioni di ca. 6 Kbar). Durante questa fase, a causa della mancanza di fluido o della lentezza con cui questo si sposta nella roccia, attorno ai nuclei di quarzo non avvengono reazioni. Segue una drastica diminuzione della pressione che permette una migliore circolazione del fluido, il quale innesca la reazione di formazione del bordo attorno ai nuclei, mentre la temperatura rimane su valori ancora relativamente alti (ca. 500°C).

Le relazioni termo-barometriche non risolvono però ancora il problema iniziale delle correlazioni fra l'evoluzione mineralogica e le differenti fasi fluide.

Esse dimostrano però come tutte le inclusioni analizzate si siano formate durante la fase di riflusso del metamorfismo alpino. È quindi giustificato correlarle con la formazione e lo sviluppo del bordo di reazione attorno ai noduli di quarzo in quanto l'origine di quest'ultimo è pure da situare durante la fase di retromorfosi (sicuramente almeno postcinematica).

Il punto centrale da chiarire in vista della soluzione del problema delle correlazioni è senz'altro quello dell'origine della fase fluida che rimane inclusa. Purtroppo ancora una volta ci si deve accontentare di formulare delle ipotesi che non potranno essere dimostrate in modo soddisfacente.

La prima relazione proposta è quella tra la reazione



che produce il bordo e le inclusioni ad alto tenore in CO₂ coesistenti con le multifasi. Per quanto riguarda la formazione delle inclusioni a CO₂ non dovrebbero sussistere problemi in quanto la reazione 1) produce una quantità considerevole di CO₂, se si aggiunge poi che la stessa reazione è già avvenuta precedentemente anche nella dolomia (formazione delle tremoliti della prima generazione), si può senz'altro ritenere che il CO₂ sia abbondantemente presente nella roccia. A questo proposito non bisogna dimenticare che le inclusioni ad alto tenore in CO₂ sono la generazione più importante quantitativamente fra quelle osservate nell'affioramento di Costello.

L'origine delle soluzioni al 40–50% di NaCl che compongono le inclusioni multifasi è invece più problematica. Anche se è possibile ritenere che formazioni evaporitiche fossero associate un tempo alle dolomie del Campolungo, è assai improbabile che delle soluzioni a forte concentrazione provenienti da simili livelli evaporitici si siano mantenute inalterate nella dolomia durante tutto il corso del metamorfismo alpino per poi rimanere incluse durante la retromorfosi. Più plausibile è, anche in questo caso, un'origine metamorfica di queste soluzioni.

Un possibile meccanismo di concentrazione di una soluzione acquosa poco concentrata presente inizialmente nella roccia, è di nuovo fornito dalla reazione 1). Infatti la formazione dell'anfibolo sottrae acqua pura alla soluzione causando appunto una concentrazione della soluzione restante. La concentrazione della soluzione con un simile meccanismo è funzione della quantità di soluzione presente della roccia. Per formare 1 kg di tremolite occorrono 22 g d'acqua; se si dispone quindi di 1 kg di soluzione iniziale al 10% in peso di NaCl, dopo la formazione di 1 kg di tremolite si otterrà una soluzione al 10.2%. Se però la quantità di soluzione disponibile si riduce a 30 g, alla fine del processo la concentrazione sarà salita al 37%.

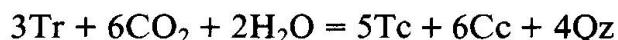
Per poter valutare quindi se un simile meccanismo sia valido bisognerebbe disporre di una stima della quantità di fluido presente nella roccia. Se ci si basa sulla porosità della roccia, bisogna concludere che in quest'ultima non c'è flui-

do a sufficienza per innescare la reazione e che risulta indispensabile postulare un apporto continuo di fluido. Anche nel caso di un sistema aperto alla circolazione del fluido, data la difficoltà del suo movimento nella roccia, la quantità di soluzione in circolazione non doveva eccedere di molto quella utilizzata nella formazione della tremolite, ciò che giustifica il meccanismo proposto quale responsabile dell'origine delle soluzioni contenute nelle multifasi. Un argomento a favore di questa interpretazione è la variabilità dello spessore della zona di reazione che, oltre ad indicare, come già visto, che la quantità di fluido presente attorno ai nuclei non è sempre la stessa, dimostra che normalmente la quantità di fluido non era sufficiente a far reagire tutto il quarzo.

Questo meccanismo permette pure di spiegare la variabilità delle concentrazioni misurate nelle inclusioni multifasi (cfr. fig. 29 b), in quanto appunto funzione delle quantità di soluzione iniziale disponibile localmente. Ancora una volta sembra quindi confermata la ipotesi, più volte formulata, che la variazione dei parametri misurati sia effettivamente dovuta a variazioni locali della composizione del fluido, a sua volta funzione dei meccanismi di trasporto dello stesso nella roccia.

Da queste argomentazioni sembra logico considerare la generazione di inclusioni ad alto tenore in CO₂ e le multifasi coesistenti quali testimoni della fase fluida prodotta dalla reazione 1). La tappa seguente nell'evoluzione dei noduli è la talcizzazione della tremolite a cui si fa corrispondere una fase fluida con un contenuto in CO₂ in costante diminuzione.

Se si ammette che il CO₂ presente nella fase fluida sia esclusivamente il prodotto di reazioni di decarbonatizzazione (gli studi di HOEFS e STALDER, 1977, sulla composizione isotopica del CO₂ in inclusioni in quarzi di fessura della regione penninica pur ammettendo questa possibilità non riescono a dimostrare che questa sia l'unica), mentre nella roccia avviene un apporto continuo di una soluzione acquosa poco concentrata (del tipo testimoniata nelle inclusioni acquose), alla fine di queste reazioni di decarbonatizzazione si osserverà una costante diluizione del CO₂ dovuta alla soluzione acquosa. La reazione che conduce alla talcizzazione della tremolite può essere così formulata:



Se il processo di pseudomorfosi del talco secondo tremolite si fosse proprio svolto in questo modo, dalla stechiometria della reazione risulterebbe una ulteriore diluizione del fluido rispetto al CO₂.

Purtroppo nessuna di queste ipotesi può essere comprovata in modo esauriente; l'unico argomento che può essere addotto è la coerenza del quadro generale che risulta da questo associazione fra evoluzione mineralogica e fasi fluide documentate nelle inclusioni. Il problema della generazione di inclusioni a CO₂ inquinato merita una discussione separata. La perfetta coincidenza della localizzazione nell'affioramento di questa generazione e della comparsa del talco

della seconda generazione nella zona di reazione stabilisce immediatamente una correlazione precisa fra i due eventi. Purtroppo in questo caso si presenta il problema inverso: ad una chiara associazione dei due fenomeni non è possibile far seguire alcuna osservazione di carattere chimico, cronologico e termo-barometrico a causa della mancata identificazione della fase inquinante il CO₂ che impedisce di interpretare i risultati microtermometrici. Tre osservazioni importanti possono essere rilevate a proposito della collocazione cronologica di questo evento.

Innanzi tutto anche nel settore C, dove il fenomeno è localizzato, la formazione del bordo comincia, come negli altri settori, con la reazione che produce calcite e tremolite. Infatti la tremolite, sebbene non sia più la componente principale del bordo, è tutt'altro che rara; inoltre anche nei nuclei del settore C sono state rinvenute le inclusioni più antiche, cioè le multifasi e quelle ad alto tenore in CO₂. Quindi la formazione del talco della seconda generazione è sicuramente posteriore a questa fase iniziale. Secondariamente la generazione a CO₂ inquinato mostra gli stessi rapporti volumetrici tra CO₂ e soluzione acquosa che la generazione di inclusioni a CO₂ collegata all'inizio della talcizzazione della tremolite. Si può quindi supporre che l'inquinamento locale del CO₂ sia avvenuto quando la diluizione del fluido rispetto a quest'ultimo era già cominciata. Il che equivale a dire che la cristallizzazione del talco della seconda generazione dovrebbe essere coeva o posteriore alla talcizzazione della tremolite. Da ultimo bisogna ricordare che proprio nel settore C si è osservata una diminuzione del contenuto in Mg della calcite indicante temperature attorno ai 300 °C. Se questa riequilibratura del rapporto X_{Mg} fosse effettivamente dovuta alla cristallizzazione del talco, si avrebbe un nuovo indizio che questo fenomeno è avvenuto in una fase piuttosto tardiva della retromorfosi.

A questo proposito è interessante notare come in molti quarzi di fessura della regione penninica, si osservi una fase fluida tardiva ricca di CO₂, posteriore anche alle inclusioni essenzialmente acquose (STALDER, MULLIS, com. or.).

Per riassumere le osservazioni esposte in questo tentativo di sintesi, si è cercato di rappresentare schematicamente l'evoluzione della fase fluida durante lo sviluppo dei fenomeni metamorfici. La fig. 41 mostra un diagramma T-X con le curve d'equilibrio delle reazioni tra i minerali principali coinvolti nel fenomeno dei noduli. L'evoluzione della fase fluida in funzione di queste reazioni mineralogiche dovrebbe essersi sviluppata nel senso indicato dalle frecce.

La fig. 42 è invece uno schema molto più generale dove si riassumono le correlazioni, sia definite che ipotetiche, fra le inclusioni fluide considerate in questo lavoro e lo sviluppo del metamorfismo alpino.

Se si vuole cercare di integrare queste osservazioni nel contesto del metamorfismo regionale alpino delle alpi centrali, si osserva che la dinamicità del rapporto tra isoterme e isobare durante la evoluzione del metamorfismo alpino è stata descritta da diversi autori (WENK, E. (1970), NIGGLI, E. (1970), THOMPSON,

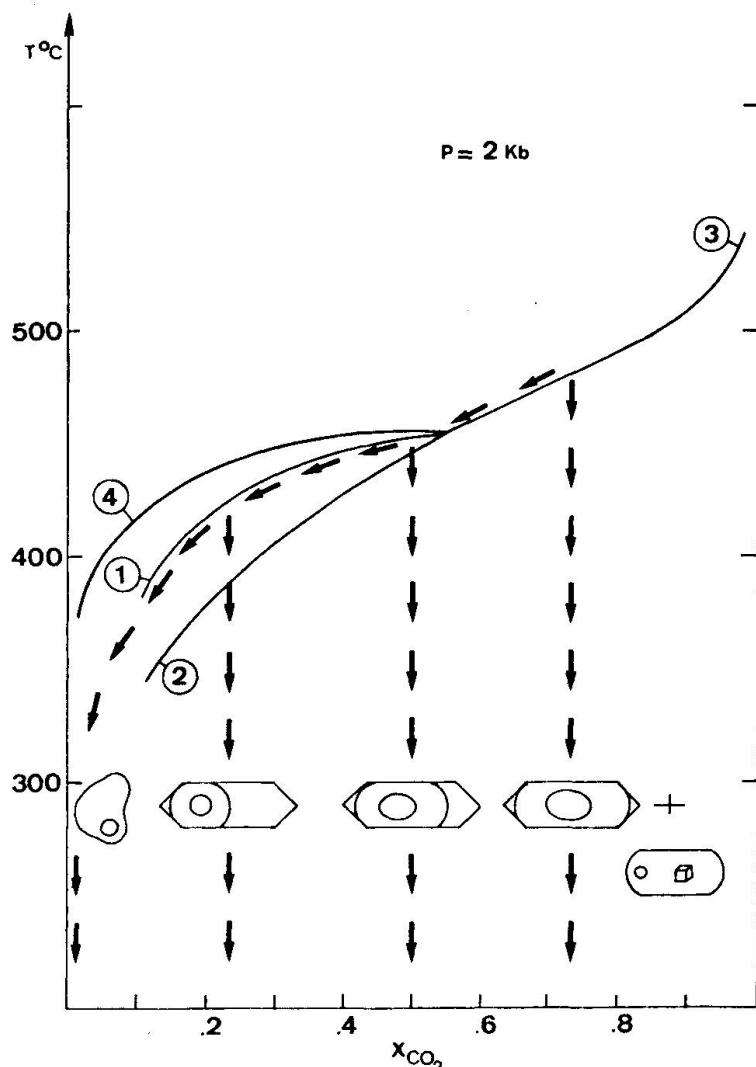


Fig. 41 Diagramma $T-x_{CO_2}$ raffigurante l'evoluzione della fase fluida (frecce) in funzione delle reazioni mineralogiche (numerazioni delle reazioni:

- 1: $5 \text{ Tc} + 6 \text{ Cc} + 4 \text{ Qz} = 3 \text{ Te} + 6 \text{ CO}_2 + 2 \text{ H}_2\text{O}$
- 2: $3 \text{ Do} + 4 \text{ Qz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tc} + 3 \text{ Cc} + 3 \text{ CO}_2$
- 3: $8 \text{ Qz} + 5 \text{ Do} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tr} + 3 \text{ Cc} + 7 \text{ CO}_2$
- 4: $2 \text{ Tc} + 3 \text{ Cc} = \text{Tr} + \text{Do} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$

P. H. (1976)). Quindi la sfasatura tra diminuzione della temperatura e della pressione postulata nel modello di WERNER e al. (op. cit.) e che rende plausibili i risultati di questo lavoro, sembra essere giustificata. Ad un analogo processo si appella pure KLEIN (1976) per spiegare l'evoluzione dei noduli di quarzo e allumosilicati contenuti nelle rocce metapelitiche delle alpi lepongine.

Non da ultimo, l'evoluzione della fase fluida proposta in questo lavoro concorda con le osservazioni di POTY e al. (1974) e STALDER (1976) sulle inclusioni fluide in quarzi di fessura della regione penninica. POTY e al. (op. cit.) forniscono pure per una fessura al Gischihorn una temperatura di 445°C e una pressio-

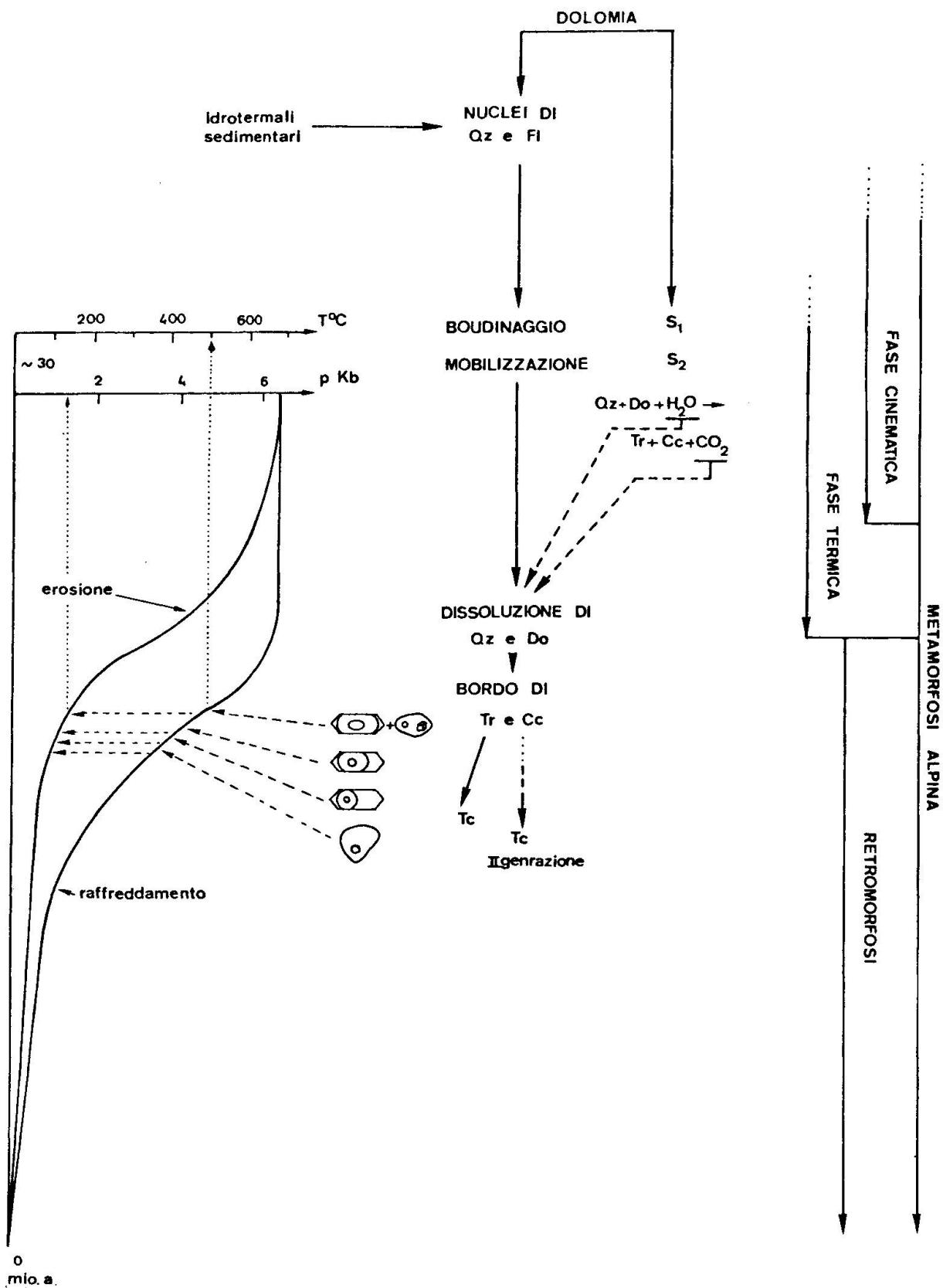


Fig. 42 Rappresentazione schematica delle correlazioni fra le fasi fluide documentate nelle inclusioni e lo svolgimento del metamorfismo alpino.

ne di 2050 bar. D'altra parte, che il bordo di reazione attorno ai nuclei di quarzo sia più o meno coevo con la formazione delle fessure alpine lo dimostrano le datazioni di PURDY e STALDER (1973) che assegnano a muscoviti di fessura all'alpe di Crozlina e in val Chironico una età di 16.8 ± 0.9 mio. a. Anche in questo caso si osserva una corrispondenza sorprendente con i risultati ottenuti tramite il modello di WERNER e al. (op. cit.), con il quale ai 500°C della formazione del bordo di reazione corrisponde un'età di circa 17 mio. a.

Ringraziamenti

Questa comunicazione è la riduzione del mio lavoro di dottorato all'istituto di cristallografia e petrografia del Politecnico federale di Zurigo al quale troppo persone hanno contribuito per poter essere citate qui, a loro esprimo un cordiale grazie. Fra tutte mi è però doveroso ricordare il Prof. Trommsdorff per avermi incamminato su questa strada e per il suo costante sostegno durante tutto il lavoro, il Dr. Poty che mi ha messo a disposizione i suoi laboratori al CRPG di Nancy iniziandomi così ai segreti delle inclusioni fluide e il caro Dr. Bianconi al cui lavoro sul Campolungo ho potuto attingere a piene mani con enorme profitto. Alla pubblicazione di questo lavoro hanno contribuito con un generoso finanziamento il Politecnico Federale di Zurigo e la Fondazione Dr. Joachim De Giacomi della Società Svizzera di Scienze Naturali.

Elenco delle opere citate e bibliografia essenziale sulle inclusioni fluide

SMPM = Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.

- BIANCONI, F. (1971): Geologia e petrografia della regione del Campolungo. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 142, 238 p.
- BURCKHARDT, C. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. SMPM, XXII, 99–189.
- CUNNEY, M., M. PAGEL, J. TOURET (1976): L'analyse des gaz des inclusions fluides par chromatographie en phase gazeuse. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 99, 169–177.
- CUNNINGHAM, C. G. (1977): Fluid inclusion geothermometry. Geol. Rund., 66.1, 1–9.
- DEICHA, G. (1950): Essais par écrasement de fragments minéraux pour la mise en évidence d'inclusion de gaz sous pression. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 73, 439–445.
- FISHER, J. R. (1976): The volumetric properties of H_2O a graphical portrayal. Jour. Research U.S. Geol. Survey, 4.2, 189–193.
- FREY, J. D. (1967): Geologie des Greina-Gebietes. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F., 131, 112 p.
- GRAESER, S. (1975): Die Mineralfundstelle Lengenbach, Binntal. Exkursion der SMPG. SMPM, 55.1, 143–149.
- GREENWOOD, D. J. (1973): Thermodynamic properties of gaseous mixtures of H_2O and CO_2 between 450°C and 800°C and 0 to 500 bars. Am. Jour. Sci., 273, 561–571.
- GÜBELIN, E. (1939): Die Mineralien im Dolomit von Campolungo. SMPM, XIX, 235–442.
- GUBSER, R. (1975): Mikrosonde-Datenkorrektur und Auswertung. Programminformation: RZETH Zürich.
- GUERLE DE, HÉGUIN (1830): Œuvres complètes de Claudien. Panckoucke, Paris.
- HELGESON, H. C., J. M. DELANY, H. W. NESBITT, D. K. BIRD (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Am. Jour. Sci., 278-A, 1–229.
- HOEFS, J., H. A. STALDER (1977): Die C-Isotopen-Zusammensetzung von CO_2 -haltigen Flüssigkeits-einschlüssen in Kluftquarzen der Zentralalpen. SMPM, 57, 329–347.

- HOLLISTER, L. S. and R. C. BURRUSS (1976): Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada lake metamorphic complex. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 163–145.
- HOLSER, W. T. and G. C. KENNEDY (1958): Properties of water part IV. Pressure-volume-temperature relations of water in the range 100°, 400°C, and 100–1400 bars. *Am. Jour. Sci.*, 256, 744–753.
- HOLSER, W. T. and G. C. KENNEDY (1959): Properties of water part V. Pressures-volume-temperature relations of water in the range 400–1000°C and 100–1400 bars. *Am. Jour. Sci.*, 257, 71–77.
- INGERSON, E. (1955): Methods and problems of geologic thermometry. *Econ. Geol.*, 50th. An., 1, 341–410.
- KEEVIL, N. B. (1942): Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. *Am. Chem. Soc. Jour.*, 64, 841–850.
- KENNEDY, G. C. (1950): Pressure-volume-temperature relations in water at elevated p and T. *Am. Jour. Sci.*, 248, 540–564.
- KENNEDY, G. C. (1954): Pressure-volume-temperature relations in CO₂ at elevated p and T. *Am. Jour. Sci.*, 252, 225–241.
- KENNEDY, G. C. (1957): Properties of water part I. Pressure-volume-temperature relations in steam to 1000°C and 100 bars pressure. *Am. Jour. Sci.*, 255, 724–730.
- KENNEDY, G. C., W. L. KNIGHT, W. T. HOLSER (1958): Properties of water part III. Specific volume of liquid water to 100°C and 1400 bars. *Am. Jour. Sci.*, 256, 590–595.
- KIRKHAM, D. H., J. V. WALTHER, J. M. DELANY (1975, ms): SUPCRT, a Fortran IV computer program to compute the thermodynamic properties of minerals, gases and aqueous species and/or equilibrium constants etc. at elevated pressures and temperatures. Program No. 7402, Computer library H. C. Helgeson, U. C. Berkeley.
- KLEIN, H. H. (1976): Alumosilikatführende Knauer in Lepontin. *SMPM*, 53.2, 435–456.
- KLEVTSOV, P. V., G. G. LEMMLEIN (1960): Pressure corrections for the homogenization temperatures of aqueous NaCl solutions. *Acad. Sci. U.S.S.R. Doklady*, 128, 995–997.
- LEMMLEIN, G. G. (1956): Formation of fluid inclusions in minerals and their use in geological thermometry. *Geochemistry*, 6, 630–342.
- LEMMLEIN, G. G., M. O. Klia (1952): Particularités de la cicatrisation d'une fracture dans un cristal lorsque la température décroît. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 87.6, 957–960.
- LEMMLEIN, G. G., P. V. KLEVTSOV (1961): Relation among the principal thermodynamic parameters in a part of the system H₂O-NaCl. *Geochemistry*, 2, 148–158.
- MATHEWS, J. F. (1972): The critical constants of inorganic substances. *Chemical Review*, 72.1, 71–100.
- MERCOLLI, I. (1979): Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici delle regione del Campolungo (Ticino). *Diss ETH* 6378.
- MERCOLLI, I. (1980): Fluor-Verteilung in Tremolit und Talc in den metamorphen Dolomiten des Campolungo (Tessin) und ihre phasenpetrologische Bedeutung. *SMPM*, 60, 31–44.
- METZ, P., V. TROMMSDORFF (1968): On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. *Contr. Min. Petr.*, 18, 305–309.
- MOORE, J. N., KERRICK (1976): Equilibria in siliceous dolomites of the Alta aureole, Utah. *Am. Jour. Sci.*, 276, 502–524.
- MULLIS, J. (1976): Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Illiez (Wallis, Schweiz). *SMPM*, 52, 219–268.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.*, 47, 16–26.
- PAGEL, M. (1975): Cadre géologique des gisements d'uranium dans la structure Carswell (Saskatchewan, Canada). «Etude des phases fluides.» Thèse 3^e cycle, Université de Nancy I.
- POTTER, R. W. (1977): Pressure corrections for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. *Jour. Research U. S. Geol. Survey*, 5.5, 603–607.
- POTTER, R. W., D. BROWN (1977): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions

- for 0° to 500°C at pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. U.S. Geol. Survey Bull., 1421-C.
- POTY, B., H. A. STALDER (1970): Kryometrische Bestimmungen der Salz- und Gasgehalte eingeschlossener Lösungen in Quarzkristallen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. SMPM, 50, 141-154.
- POTY, B., H. A. STALDER, A. M. WEISBROD (1974): Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central alps. SMPM, 54, 717-752.
- POTY, B., J. LEROY, L. JACHIMOWICZ (1976): Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. 99, 182-186.
- PURDY, J. W., H. A. STALDER (1973): K-Ar Ages of fissures minerals from Swiss alps. SMPM, 53.1, 79-98.
- RICE, J. M. (1975): Progressive metamorphism of impure dolomite and mineral equilibria in the system CaO-MgO-SiO₂-K₂O-Al₂O₃-CO₂-H₂O. Ph. D. Thesis, University of Washington, Seattle USA.
- RICE, J. M. (1977): Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana. Am. Jour. Sci., 277, 1-24.
- ROEDDER, E. (1962): Studies of fluid inclusions I: low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. Econ. Geol., 57, 1045-1061.
- ROEDDER, E. (1963): Studies of fluid inclusions II: freezing data and their interpretation. Econ. Geol., 58, 167-211.
- ROEDDER, E. (1970): Application of an improved crushing microscope stage to studies of the gas in fluid inclusions. SMPM, 60, 41-48.
- ROEDDER, E. (1972): Composition of fluid inclusions. U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 440-JJ, 164 p.
- ROEDDER, E., B. INGRAM, W. E. HALL (1963): Studies of fluid inclusions III: extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range. Econ. Geol., 58, 353-374.
- ROEDDER, E., B. J. SKINNER (1968): Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Econ. Geol., 63, 715-730.
- ROEDDER, E., O. C. KOPP (1975): A check on the validity of the pressure correction in inclusion geothermometry, using hydrothermal grown quartz. Fortschr. Mineral., 52, Spec. Issue: IMA-Papers 9th Meeting Berlin-Regensburg 1974, 431-446.
- ROSASCO, G. J., ROEDDER, J. H. SIMONS (1975): Laser-excited raman spectroscopy for non destructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. Science, 190, 557-560.
- ROSENFELD, J. N. (1969): Stress effects around quartz inclusions in almandine and the piezothermometry of coexisting aluminum silicates. Am. Jour. Sci., 267, 317-351.
- SKIPPEL, G. B. (1971): Experimental data for reactions in siliceous marbles. Jour. of Geol., 79, 457-481.
- SKIPPEL, G. B. (1974): An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. Am. Jour. Sci., 274, 487-509.
- SMITH, F. G. (1963): Physical geochemistry. Addison Wesley Reding, Mass., 624 p.
- SORBY, H. C. (1858): On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. The Quarterly Jour. Geol. Soc. London, 14, 453-500.
- SOURIRAJAN, S., G. C. KENNEDY (1962): The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., 260, 115-141.
- STALDER, H. A. (1976): Inclusions fluides des cristaux de quartz des alpes suisses: Bitsch (Valais), Camperio (Tessin) et Lengenbach (Valais). Bul. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 99, 80-84.
- TAKENOUCHI, S., G. C. KENNEDY (1964): The binary system H₂O-CO₂ at high temperatures and pressures. Am. Jour. Sci., 263, 445-454.
- THOMPSON, P. H. (1976): Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism. Cont. Min. Petr., 57, 277-295.

- TOEDHEIDE, K., E. V. FRANCK (1963): Das Zweiphasengebiet und die kritische Kurve im System Kohlendioxid-Wasser bis zu Drücken von 3500 bar. Zeitschr. Phys. Chemie, N.F. 37, 387-401.
- TOURET, J. (1971): Le faciès granulite en Norvège meridionale: II les inclusions fluides. Lithos, 4, 423-436.
- TOURET, J. (1977): The significance of fluid inclusions in metamorphic rocks. In: D. G. Fraser "Thermodynamics in geology", proceedings of the NATO Advanced Study Inst., Oxford 1976, 203-227.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. SMPM, 46, 431-460.
- TROMMSDORFF, V. (1972): Change in T-X during metamorphism of siliceous dolomitic rocks of the central alps. SMPM, 52, 1-4.
- WEISBROD, A., B. POTY (1974): Thermodynamic and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres pegmatite. NATO Advanced Study Inst. "Volatile in Metamorphism", Nancy 1974, 33 p.
- WEISBROD, A., B. POTY, J. TOURET (1976): Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie: tendances actuelles. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr., 99, 140-152.
- WENK, E. (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose in Lepontin. Fortschr. Mineral., 47, 37-51.
- WENK, H. R., E. WENK (1969): Physical constants of alpine rocks (density, specific heat, thermal diffusion and conductivity). SMPM, 49.2, 343-357.
- WERNER, D., V. KOEPPPEL, R. HAENNI, L. RYBACH (1976): Cooling models for the Lepontine area (central swiss alps). SMPM, 56, 661-667.
- YERMAKOV, N. P. e al. (1965): Research on the nature of mineral-forming solutions, with special reference to data from fluid inclusions. Pergamon Press, 743 p.

Manoscritto ricevuto il 2 ottobre 1981.