

A. DINI (*), P. ORLANDI (*), G. PROTANO (**), F. RICCOBONO (**)

LE VENE DI QUARZO DEL COMPLESSO METAMORFICO DEI MONTI PISANI (TOSCANA): CARATTERIZZAZIONE STRUTTURALE, MINERALOGIA ED INCLUSIONI FLUIDE

Riassunto - Nel complesso metamorfico dei Monti Pisani, durante la prima fase deformativa (D1) dell'evento tettono-metamorfico terziario si ha la formazione, all'interno dei litotipi triassici più competenti («Anageniti minute», «Quarziti verdi» e «Quarziti bianco-rosa»), di importanti sistemi di vene in estensione distribuite coerentemente lungo le cerniere delle strutture di prima fase. Oltre a queste sono presenti shear veins in zone di taglio sin-D2 e sin-D1 nei litotipi filladici e vene polideformate nel basamento paleozoico.

La mineralogia delle vene rispecchia quella delle rocce incassanti e dei litotipi più pelitici che hanno agito come sorgenti dei fluidi metamorfici. Le paragenesi sono dominate dal quarzo associato a quantità minori di pirofillite, goethite pseudomorfa di carbonati feriferi, clorite, ematite, pirite. La presenza di anidrite in cristalli prismatici, quasi sempre sostituiti da minerali argillosi, è limitata ai primi stadi di apertura di alcuni tipi di vene in estensione (M. Cascetto-Costa Moriglione, M. Verruca).

Da un punto di vista tessiturale le vene presentano caratteri abbastanza omogenei e costanti nelle diverse zone studiate. Le tessiture osservate sono riconducibili a meccanismi di crescita del tipo *non directional controlled* e *face controlled* e solo in alcuni casi sono state osservate piccole vene in estensione formate mediante meccanismi del tipo *displacement controlled*. Tali meccanismi di crescita suggeriscono un processo genetico sviluppatosi ad un livello crostale medio-superficiale dove la pressione dei fluidi può essere variata da idrostatica a maggiore/uguale della pressione litostatica.

I dati relativi alle inclusioni fluide ospitate nel quarzo di vena combinati con le informazioni geologico-strutturali e mineralogiche individuano una stretta correlazione tra l'evento tettono-metamorfico terziario e l'origine/evoluzione dei fluidi idrotermali responsabili della formazione dei principali sistemi di vene del massiccio dei Monti Pisani. Nell'area di indagine, infatti, durante la prima fase deformativa (D1) la formazione di strutture in estensione sembrerebbe avere attivato una circolazione idrotermale composta che consisteva di due fondamentali sistemi idrotermali coesistenti:

1) un sistema idrotermale «inferiore», con fluidi ad H₂O-CO₂ e moderata salinità, confinato fondamentalmente nei membri competenti metarenitici e metaconglomeratici («Anageniti grossolane» e «Anageniti minute») della Formazione della Verruca;

2) un sistema idrotermale «superiore» con fluidi ad elevata salinità che ha interessato le «Quarziti verdi» e le «Quarziti bianco-rosa» sovrastanti il livello degli «Scisti verdi» della Formazione delle Quarziti di M. Serra.

L'ingresso di fluidi probabilmente meteorici subito dopo il raggiungimento del picco termico-deformativo sin-D1 è testimoniato dalle evidenze di *mixing* nel sistema di vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione.

Infine il sovrapporsi di indizi strutturali (*transected folds*, lineazioni di estensione parallele agli assi delle pieghe F1, orientazione delle vene in estensione) a favore di una importante componente traspressiva durante l'evento deformativo terziario suggerisce la necessità di studi di maggior dettaglio che chiariscano il contesto tettonico regionale in cui si sviluppò il singolare assetto strutturale e la circolazione idrotermale metamorfica dei Monti Pisani.

Parole chiave - Quarzo, vene in estensione, inclusioni fluide, tessiture, Verrucano, Monti Pisani, Appennino Settentrionale.

Abstract - *Quartz veins in the Monti Pisani metamorphic complex (Tuscany): structural setting, mineralogy and fluid inclusions.* During the Tertiary tectono-metamorphic event, Monti Pisani metamorphic complex suffered deformation and metamorphism with the production of some important quartz extension veins. The most important systems of extension veins are hosted in competent Triassic lithotypes («Anageniti minute», «Quarziti verdi» e «Quarziti bianco-rosa») and they are distributed coherently along the hinge of the main anticlinal folds F1. Other quartz veins widespread in the metamorphic complex are shear veins hosted in small shear zones (sin-D2, sin-D1) and polydeformed veins hosted into the paleozoic basement.

Major mineral phase is quartz together with small quantities of pyrophyllite, chlorite, ematite, pyrite and siderite replaced by goethite). The presence of prismatic crystals of anhydrite, embedded in quartz (almost always replaced by clay minerals and Fe-hydroxides), was detected as the first mineral growing in some veins (M. Cascetto-Costa Moriglione, M. Verruca).

Textural observation supports a growing history of the extension veins controlled by non directional controlled and face controlled mechanisms; only in some rare cases textures produced by displacement controlled mechanisms have been observed (Faden quartz). Such mechanisms are diagnostic of upper and mid-crustal levels with pressure fluids conditions ranging from hydrostatic to \geq lithostatic. Fluid inclusion data on quartz from extension veins combined with mineralogical and structural data suggest a strict link between the fluids responsible of vein formation and metamorphic dehydration reactions into the country rocks. The available data allow us to depict a picture where quartz veins in Monti Pisani metamorphic complex were gener-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, Via S. Maria, 53, Pisa.

(**) Istituto di Geochimica Ambientale e Conservazione del Patrimonio Culturale Lapideo, Università di Siena, Via del Laterino, 8, Siena.

ated contemporaneously by two different hydrothermal systems separated by a plastic, impermeable phyllitic layer («Scisti verdi»):

1) a «lower» hydrothermal system, characterised by low-salinity H_2O-CO_2 fluids, mainly active below the «Scisti verdi» layer («Anageniti grossolane» e «Anageniti minute»: Formazione della Verruca).

2) an «upper» hydrothermal system, characterised by high salinity fluids (33- 41 wt% NaCl eq), active in the upper part of Triassic sequence above the «Scisti verdi» layer. Late-stage introduction of meteoric fluids is testified by evidence of mixing in fluid inclusions from quartz of the main extension veins (M. Cascetto-Costa Moriglione). Finally a transpressive tectonic setting for the vein genesis is cautiously suggested by structural evidences (Transected folds, extension lineations parallel to fold axis, orientation of extension veins).

Key words - Quartz, extension veins, fluid inclusions, textures, Verrucano, Monti Pisani, Northern Apennines.

INTRODUZIONE

Il complesso metamorfico dei Monti Pisani ospita un importante sistema di vene che, pur non avendo una rilevanza mineraria, è conosciuto da lungo tempo per aver fornito druse di cristalli di quarzo. Le vene sono costituite prevalentemente da quarzo associato a piccole quantità di altri minerali quali siderite, calcite, pirite, ematite, pirofillite. Esse si trovano incassate nelle formazioni metamorfiche silicoclastiche del «Verrucano» e, più raramente, nelle formazioni carbonatiche metamorfiche affioranti alla periferia del massiccio. Le vene presentano una notevole variabilità strutturale e tessiturale poiché rispecchiano la complessa evoluzione deformativa del complesso metamorfico dei Monti Pisani. La maggior parte di esse è rappresentata da vene in estensione ed è proprio in queste che sono state ritrovate le notevoli cristallizzazioni sopra citate.

Pur essendo conosciute fin dal XVI secolo (Cesalpi-

no, 1596; Dal Riccio, 1597) queste vene sono state descritte sommariamente solo da Targioni Tozzetti (1777) e da A. D'Achiardi (1873) e non esiste alcuna descrizione geologica e mineralogica moderna. Negli anni '70, a distanza di circa un secolo dal ritrovamento dei campioni descritti da D'Achiardi, l'apertura di alcune strade di collegamento tra gli abitati di S. Andrea di Compito (LU), di Calci (PI) e la cima del M. Serra ha permesso il rinvenimento di nuove vene ricche di cavità con cristalli di quarzo ialino. In quegli anni sono state scoperte, inoltre, nelle cave abbandonate di quarzite poste alle falde meridionali del M. Verruca (PI), vene di quarzo fumè e, nella zona di Vorno (LU), vene con quarzo e goethite pseudomorfa di siderite. Successivamente, sempre nella zona di M. Serra, sono stati fatti molti altri ritrovamenti fino alla scoperta, a metà degli anni '90, di una eccezionale cavità di circa $3 \times 2 \times 0,6$ metri contenente innumerevoli druse di quarzo ialino e latteo immerse in argilla; la drusa più grande, di $1 \times 0,5$ metri e del peso di circa 80 Kg (Fig. 1), attualmente fa parte della collezione del Museo di Storia Naturale e del Territorio dell'Università di Pisa, Certosa di Calci (n° # 4263).

Sulla scorta di ciò, il presente lavoro vuole fornire una caratterizzazione strutturale, tessiturale e mineralogica dei vari tipi di vene presenti nei Monti Pisani, in particolar modo dei maggiori sistemi di vene in estensione incassati nei litotipi quarziticci e anagenitici dell'Unità del M. Serra. A questo scopo, le vene di quarzo in questione sono state inserite in uno schema classificativo basato sui caratteri strutturali e tessiturali, seguendo i criteri proposti da Vearncombe (1993) e da Hodgson (1989). In questo lavoro sono riportati inoltre i risultati di uno studio delle inclusioni fluide intrappolate nel quarzo dei principali sistemi di vene affioranti nell'area di indagine.

L'insieme dei dati ottenuti sono discussi infine nell'ambito di un'ipotesi minerogenetica che prevede una stretta correlazione tra l'evento tettono-metamor-

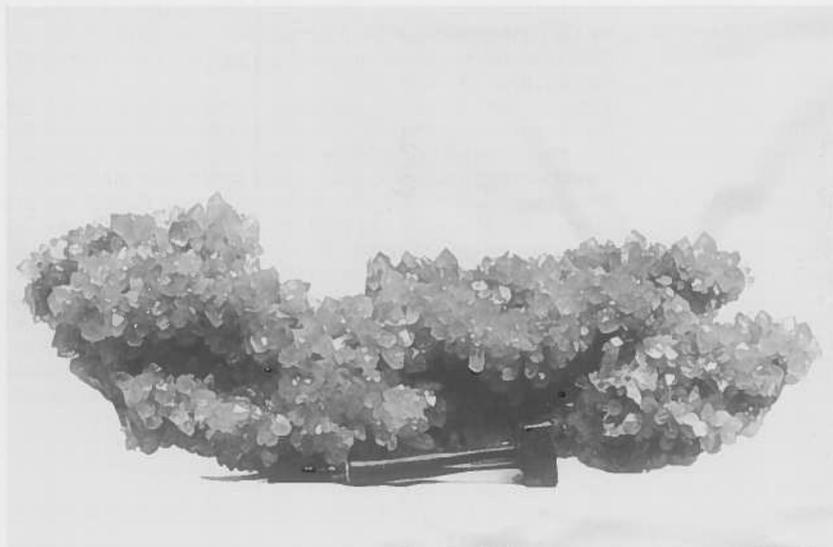


Fig. 1 - Grande drusa di cristalli di quarzo del peso di oltre 80 kg estratta da una cavità di una vena del versante N di M. Cascetto (LU). Collezione del Museo di Storia Naturale e del Territorio dell'Università di Pisa; dono dei sigg. Angelo Da Costa e Marco Lorenzoni.

fico terziario e l'origine/evoluzione dei sistemi idrotermali attivi nel massiccio dei Monti Pisani.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

I Monti Pisani rappresentano uno dei maggiori affioramenti di terreni metamorfici della catena a falde dell'Appennino Settentrionale e, assieme alle Alpi Apuane ed alla Montagnola Senese, costituiscono la cosiddetta Dorsale Medio Toscana. Nell'area oggetto di studio affiorano le formazioni metamorfiche appartenenti all'Unità di Massa coperte tettonicamente dalle formazioni anchi-metamorfiche e non-metamorfiche della Falda Toscana; queste ultime affiorano solamente nelle zone periferiche del massiccio montuoso (Fig. 2).

Rau e Tongiorgi (1974) hanno suddiviso il complesso metamorfico dei Monti Pisani in due unità tettoniche: l'Unità di S. Maria del Giudice ad ovest tettonicamente sovrapposta all'Unità di M. Serra lungo la linea Agnano-M. Faeta-Vorno (Figg. 2, 3). Tale suddivisione è fondata, oltre che sulla presenza di

differenze stratigrafiche al livello del basamento paleozoico, anche sulla differente giacitura delle strutture di prima fase: esse si presentano mediamente inclinate con normale vergenza appenninica (N10-30 30-50 NW) nell'Unità di S. Maria del Giudice, e sub-verticali con direzione N110-150 e vergenza variabile nell'Unità di M. Serra.

I Monti Pisani sono costituiti essenzialmente da una potente successione terrigena silicoclastica triassica, nota come *Verrucano*, depositata in discordanza su un basamento ercinico. Il *Verrucano* dei Monti Pisani è stato suddiviso da Rau e Tongiorgi (1974) in due Formazioni (Fig. 3): la Formazione della Verruca (Anisico?-Ladinico) e la Formazione delle Quarziti di Monte Serra (Carnico). La prima inizia con dei metaconglomerati (membro 1, «Anageniti grossolane») discordanti sul basamento ercinico, seguiti poi da filladi (membro 2, «Scisti Violetti») e nuovamente da metaconglomerati e metareniti (membro 3, «Anageniti minute»). La seconda, in continuità di sedimentazione con la prima, è costituita da filladi (membro 1, «Scisti verdi») seguite poi da quarziti e da quarziti filladiche (membro 2, «Quarziti verdi»;

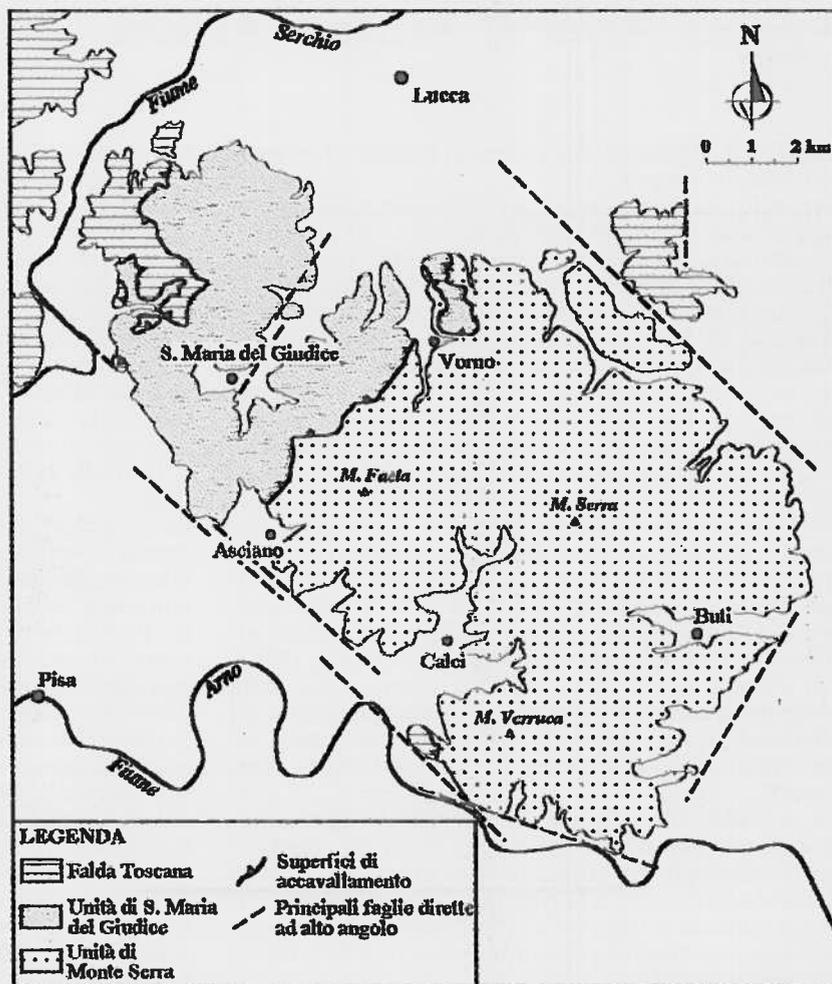


Fig. 2 - Schema tettonico del massiccio montuoso dei Monti Pisani.

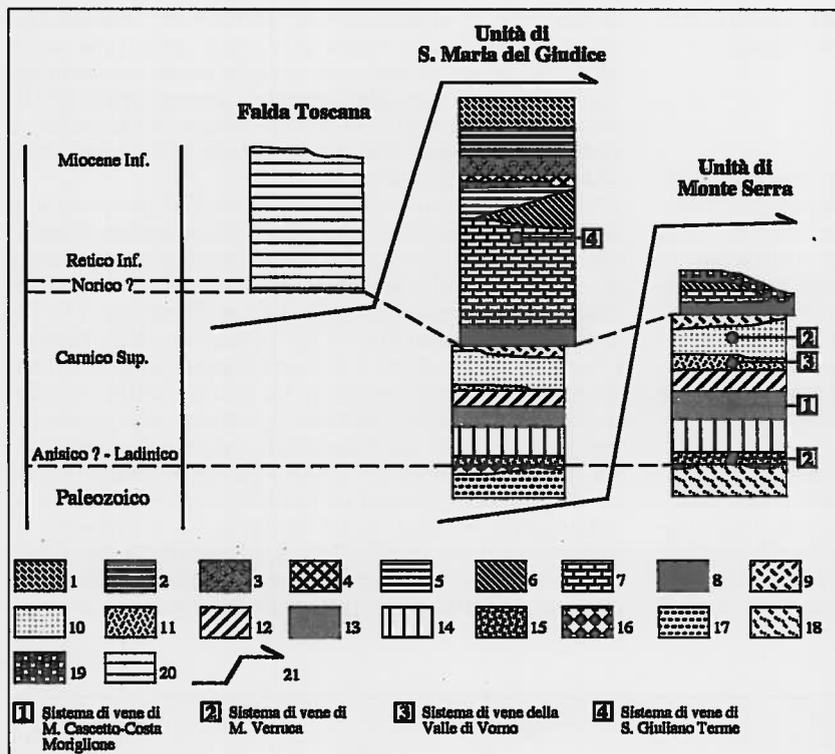


Fig. 3 - Stratigrafia schematica delle unità tettoniche dei Monti Pisani ed ubicazione dei principali sistemi di vene (modificata da Carosi et al., 1995 e da Rau e Tongiorgi, 1974). 1): Pseudomacigno, 2): Scaglia metamorfica, 3): Diaspri metamorfici, 4): Marmi a crinoidi, 5): Marne a Posidonia metamorfiche, 6) Calcare selcifero metamorfico, 7): Marmi, 8): Grezzoni, 9): Quarziti viola zonate, 10): Quarziti bianco-rosa, 11): Quarziti verdi, 12): Scisti verdi, 13) Anageniti minute, 14): Scisti violetti, 15): Anageniti grossolane, 16): Breccie di Asciano, 17): Scisti di S. Lorenzo, 18): Filladi e Quarziti listate di Buti, 19): Breccie terziarie, 20) Falda Toscana indistinta, 21): Superfici di accavallamento.

membro 3, «Quarziti bianco-rosa»; membro 4, «Quarziti viola zonate».

Secondo Tongiorgi et al. (1977) tale successione rappresenta un sistema fluvio-deltizio e di piattaforma costiera, che si è sviluppato durante i primi stadi di evoluzione di un rift continentale. Il passaggio dalla Formazione della Verruca alla Formazione delle Quarziti di M. Serra corrisponde al passaggio di sedimentazione da ambiente di pianura alluvionale («Anageniti grossolane», «Scisti violetti», «Anageniti minute») ad ambiente costiero lagunare salmastro («Scisti verdi») e quindi ad ambiente di delta («Quarziti verdi», «Quarziti bianco-rosa» e «Quarziti viola zonate»). La deposizione di sedimenti argillosi e silteosi nei bacini salmastri e ipersalini durante i primi stadi di ingressione marina (Carnico Inferiore) ha permesso la conservazione di faune tipicamente marine (lamellibranchi) e di minerali evaporitici (impronte di cristalli aciculari di gesso) all'interno degli «Scisti verdi» (Rau e Tongiorgi, 1974). Gli «Scisti verdi» sono caratterizzati anche dalla presenza di carbonati ferriferi (raramente presenti negli altri litotipi) e di abbondante pirite in letti (quest'ultima indicativa di ambiente di sedimentazione riducente).

La presenza di formazioni carbonatiche (grezzoni, marmi, calcare selcifero metamorfico) che ricoprono la successione silicoclastica precedentemente descritta indica che a partire dal Trias superiore nell'area studiata si impostò una sedimentazione di piattaforma carbonatica (Giannini e Nardi, 1965; Rau e Tongiorgi, 1974).

Gli studi di carattere geologico-strutturale (Rau e Tongiorgi, 1974; Carosi et al., 1995) sul Verrucano dei Monti Pisani hanno rivelato la presenza di due fasi deformative principali (D_1 e D_2) riferibili all'evento tettono-metamorfico terziario sincrono con la collisione continentale dell'Oligocene sup.-Miocene inf. descritta da Carmignani e Kligfield (1990). Dallo studio di Carosi et al. (1995) emerge chiaramente il singolare assetto strutturale del complesso metamorfico dei Monti Pisani che si differenzia da quello ben noto delle vicine Alpi Apuane sia per la giacitura sub-verticale di molte strutture di prima fase (D_1) sia per il limitato sviluppo delle strutture di seconda fase (D_2).

Le pieghe di prima fase (F_1) si presentano generalmente rovesciate verso E nell'Unità di S. Maria del Giudice mentre tendono ad assumere una giacitura con piani assiali sub-verticali nell'Unità di M. Serra. Parallelamente ai piani assiali si osserva lo sviluppo di una foliazione di tipo slaty cleavage (S_1) con ricristallizzazione di quarzo, muscovite, clorite, pirofillite, albite, ed ossidi di ferro riferibile ad un metamorfismo in facies scisti verdi che raggiunge il picco massimo in una fase post- D_1 e pre- D_2 (Franceschelli et al., 1986). È importante notare che, a parità di condizioni metamorfiche, la pirofillite si sviluppa solo nei membri inferiori della Formazione della Verruca («Anageniti grossolane» e «Scisti violetti») i quali presentano valori elevati del rapporto allumina/alcali, tali da permetterne la formazione (Franceschelli et al., 1987).

Lo studio delle paragenesi metamorfiche e del con-

tenuto in silice della muscovite (Franceschelli *et al.*, 1986) e l'applicazione del geotermometro calcite-dolomite (Carosi *et al.*, 1993) hanno permesso di ricavare delle temperature di 350°-400° C e delle pressioni di circa 3-5 kbar corrispondenti alla situazione di picco metamorfico.

La giacitura molto inclinata della S_1 e dei piani assiali delle pieghe F_1 non è imputabile, secondo Carosi *et al.* (1995), alla deformazione prodotta dalla fase D_2 . Gli autori introducono due possibili spiegazioni: la prima considera tale situazione come primaria e quindi dovuta alla formazione di pieghe F_1 a piano assiale subverticale in un regime di tipo traspressivo; la seconda spiega l'attuale assetto partendo da pieghe F_1 inizialmente coricate e poi ripiegate in antiformali e sinformali a grande lunghezza d'onda in una fase pre- D_2 . Nel secondo caso si avrebbe quindi una fase intermedia tra la D_1 e la D_2 che avrebbe prodotto la struttura a «duomo»; va comunque notata la mancanza di strutture deformative evidenti correlabili a tale fase.

Secondo Carosi *et al.* (1995) e Carosi e Montomoli (1996) la diffusa presenza di lineazioni di massima estensione sub-parallele agli assi delle pieghe D_1 e l'esistenza di *Transected Folds* (pieghe con foliazione non parallela al piano assiale della struttura) rappresentano forti indizi a favore della prima ipotesi e quindi della presenza di una importante componente traspressiva durante le deformazioni della fase D_1 . La fase D_2 interessa tutte le strutture sub-verticali precedentemente formate provocando una debole ondolazione dei piani assiali. Le pieghe F_2 , da aperte a chiuse, mostrano un profilo generalmente simmetrico ed hanno piani assiali sub-orizzontali. Talvolta queste pieghe sono confinate all'interno di zone di taglio che si sviluppano in corrispondenza di intercalazioni filladiche, dello spessore massimo di 4-5 m, comprese tra bancate quarzitiche. La foliazione di piano assiale (S_2) si presenta come un crenulation cleavage pervasivo a cui non è associata blastesi metamorfica importante.

INTRODUZIONE AI SISTEMI DI CLASSIFICAZIONE DELLE VENE DI QUARZO

Il presente capitolo introduce un sistema di classificazione delle vene di quarzo utilizzato soprattutto nell'ambiente minerario. Questa ed altre classificazioni sono state sviluppate da autori di scuola australiana e canadese a partire da studi effettuati su giacimenti auriferi mesotermali incassati in rocce metamorfiche. L'industria mineraria ha incentivato studi di questo tipo al fine di disporre di classificazioni strutturali e/o tessiturali che fossero di aiuto nella definizione delle geometrie dei giacimenti e nella caratterizzazione delle zone più ricche in metalli preziosi da coltivare.

Il quarzo e la sua varietà microcristallina calcedonio sono tra i più frequenti minerali di ganga nei giacimenti idrotermali in genere e diventano componenti pressoché esclusivi nei giacimenti auriferi. La grande varietà di morfologie e di tessiture sviluppate da

questo minerale, all'interno delle vene e delle zone silicizzate, sono state anch'esse oggetto di intensi studi volti alla comprensione dei meccanismi di precipitazione della SiO_2 e dei metalli preziosi. I maggiori sforzi classificativi sono stati condotti appunto su giacimenti auriferi di tipo epitermale (Dowling e Morrison, 1990; Dong *et al.*, 1995) e mesotermale (Hodgson, 1989; Vearncombe, 1993).

Le classificazioni strutturali e tessiturali sviluppate per quest'ultimo tipo di giacimenti, visto il contesto metamorfico in cui ricorrono, sono potenzialmente applicabili anche a vene di quarzo sterili come quelle dei Monti Pisani sviluppate sempre in ambiente metamorfico.

Nel seguente paragrafo viene presentata una classificazione di tipo tessiturale (Vearncombe, 1993) mentre per la classificazione strutturale si farà riferimento ai classici lavori di Ramsay e Hubert (1983) e Ramsay (1980) oltre che al lavoro di Hodgson (1989).

Classificazione tessiturale

Lo studio di numerosi sistemi di vene in giacimenti auriferi mesotermali, ospitati in terreni metamorfici, ha consentito a Vearncombe (1993) di ricavare una nuova classificazione tessiturale basata sulla geometria di accrescimento delle vene. Lo schema adottato è una estensione della suddivisione in meccanismi di tipo *face-controlled* e *displacement-controlled* introdotta a suo tempo da Cox e Etheridge (1983) e da Ramsay (1980). La classificazione adottata distingue sette diversi meccanismi di crescita (Fig. 4):

1) *face controlled* - la crescita avviene per aggiunte successive su facce cristallografiche preferenziali e quindi lungo specifiche direzioni cristallografiche (di solito l'asse c) quasi sempre ortogonali alle pareti di una fessura beante. La crescita del cristallo può iniziare a partire da granuli di quarzo della roccia incassante orientati con l'asse c ad alto angolo rispetto alle pareti della vena. La tessitura più frequente è quella chiamata *comb texture* tipica delle fessure tappezzate da druse di quarzo con cristalli ben terminati.

2) *displacement controlled* - questo meccanismo controlla la formazione delle cosiddette *extension fibrous veins* (Ramsay e Hubert, 1983) mediante ripetute microfratturazioni e subitanei riempimenti che avvengono lungo le pareti o l'asse delle vene (*crack-seal*). Il risultato finale è una vena riempita da numerose bande di quarzo parallele alle pareti costituite però da cristalli fibrosi, otticamente continui, disposti ad alto angolo rispetto alle pareti e paralleli alla direzione di massima estensione della vena. In genere l'asse c dei cristalli fibrosi di quarzo forma un alto angolo rispetto alla direzione di estensione e delle fibre stesse. La tessitura più frequente è quella fibrosa parallela. Anche le *shear fibrous veins* si formano in questo modo però le fibre del quarzo crescono sub-parallele alle pareti della frattura.

3) *parallel controlled* - in questo caso la vena si accresce in una frattura beante dove il quarzo viene depositato in strati successivi paralleli alle pareti; i singoli strati possono presentare composizione, tes-

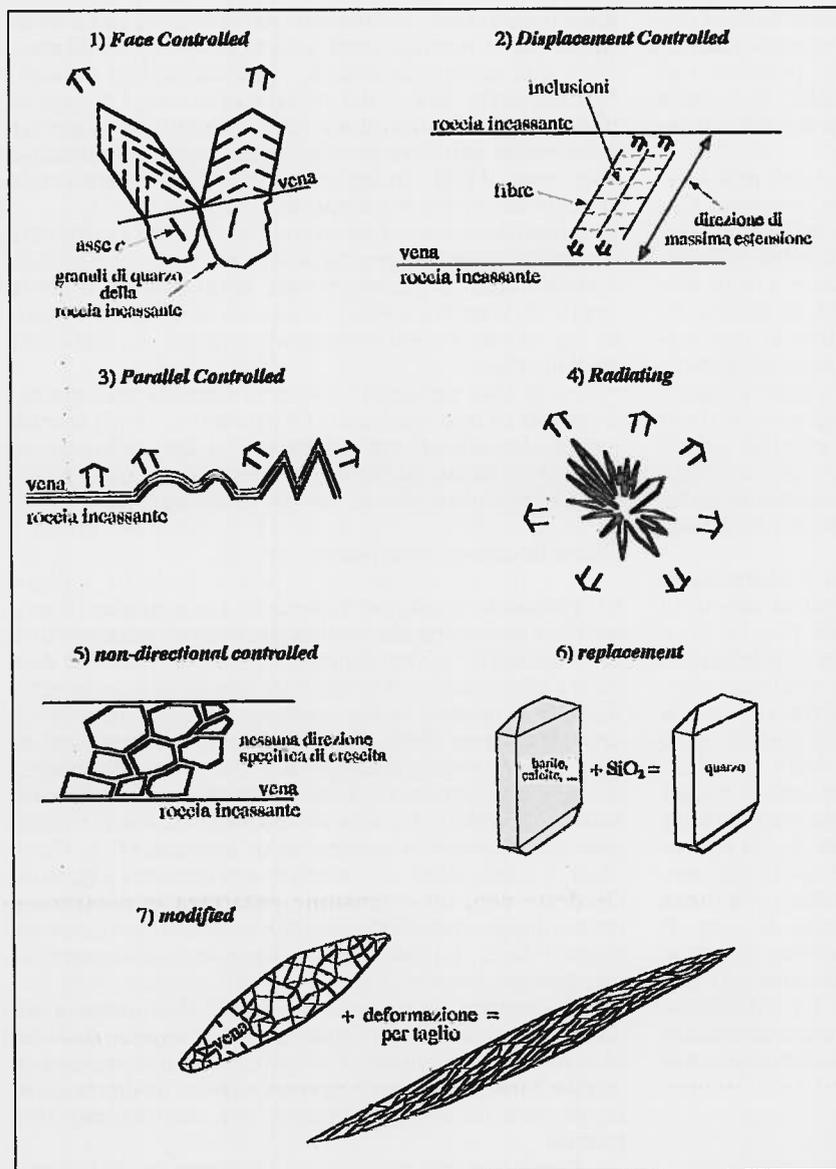


Fig. 4 - Classificazione tessiturale delle vene di quarzo basata sulla geometria di accrescimento (da Vearncombe, 1993).

situra e spessori variabili. La composizione può variare da silice amorfa a calcedonio a quarzo ed inoltre in alcuni strati possono aver agito altri meccanismi di accrescimento come il *face-controlled* ed il *radiating*. Esempi tipici di tessiture generate da questo meccanismo sono quelle crustiformi, a coccarda e colloformi (*semiparallel bending*).

4) *radiating* - la cristallizzazione inizia da un nucleo puntiforme procedendo verso l'esterno in tutte le direzioni; ne risulta un aggregato raggiato costituito da cristalli prismatici allungati e terminati. Queste tessiture (a rosetta, *plumose*) si sviluppano in fessure beanti oppure come ricristallizzazione della silice amorfa.

5) *non-directional controlled* - in mancanza di un controllo geometrico sull'accrescimento dei cristalli di quarzo si ha lo sviluppo di vene a tessitura sac-

caroide dall'aspetto massivo. I cristalli di forma anedrale e/o subedrale possono avere grana da fine (*saccharoidal quartz*) a grossolana (*buck quartz*). In quest'ultimo caso si hanno vene di quarzo dall'aspetto semitrasparente o bianco latte con larghe superfici di frattura concoidi (il *quarzo grasso* dei vecchi autori; es. D'Achiardi, 1873). Se l'accrescimento della vena avviene in più stadi di fratturazione e riempimento si possono formare vene dall'aspetto laminato costituite da strati di *saccharoidal quartz* o *buck quartz* separati da setti più o meno spessi di roccia incassante (*crack seal veins* non fibrose).

6) *replacement* - con questo termine si identificano quei processi di sostituzione che avvengono alle spese di minerali delle vene con precipitazione di quarzo. Esempio tipico sono le pseudomorfosi di quarzo su preesistenti carbonati o barite in cui vengono man-

tenuti esattamente tutti i caratteri morfologici originari come la forma dei cristalli o i piani di sfaldatura romboedrici.

7) *modified* - la modificazione tessiturale di vene di quarzo sottoposte a ricristallizzazione e/o a deformazione è un fenomeno abbastanza comune in complessi metamorfici. Generalmente si osserva una diminuzione della grana del quarzo di vena a causa di processi che avvengono in condizioni statiche (*annealing* durante il percorso retrogrado) oppure dinamiche (*grain boundary migration recrystallization*, *subgrain rotation recrystallization*) (Passchier e Throuw, 1996).

In natura possono agire contemporaneamente due o più meccanismi tra quelli appena descritti per dare luogo a vene di quarzo tessituralmente composite. L'evidenza di uno o più meccanismi di accrescimento dipende anche dalla scala a cui andiamo ad osservare la tessitura di una vena. Per esempio tessiture di tipo crustiforme o colloforme (*parallel controlled*) possono, alla scala millimetrica, comprendere fini aggregati di *plumose quartz (radiating)* confinati in piccoli livelletti ripetuti più volte.

La scarsità di dati sperimentali limita fortemente la possibilità di interpretare le tessiture appena descritte; permane quindi una notevole incertezza nella definizione delle condizioni fisico-chimiche in cui si svilupparono determinati meccanismi di crescita. Il fattore di controllo indiretto più importante sulle tessiture sembra comunque essere stata la profondità di formazione delle vene e, quindi, le condizioni di pressione dei fluidi, litostatiche o idrostatiche, oltre al comportamento fragile o duttile delle rocce incassanti le vene.

A questo proposito Vearncombe (1993) nota che le tessiture prodotte da meccanismi di tipo *parallel controlled* e *radiating* sono diffuse soprattutto nei livelli crostali più superficiali (condizioni anchimetamorfiche e non metamorfiche) dove la cristallizzazione avviene in fessure aperte in condizioni di pressione dei fluidi circa idrostatica. Meccanismi di tipo *displacement controlled* e *non-directional controlled* sono diagnostici di livelli crostali medi (metamorfismo in facies scisti verdi o più alto) dove la pressione dei fluidi tende ad essere uguale, e talvolta superiore, alla pressione litostatica. Tessiture generate da meccanismi di tipo *face controlled* sono diffuse in livelli crostali sia medi che superficiali. Infine meccanismi di tipo *replacement* e *modified* agiscono a tutti i livelli crostali e sono controllati da locali variazioni termodinamiche e da processi deformativi e/o di ricristallizzazione.

LE VENE DI QUARZO DEI MONTI PISANI

Caratteri strutturali, tessiturali e mineralogici generali

All'interno del complesso metamorfico dei Monti Pisani sono osservabili numerose generazioni di vene di quarzo formate nei diversi stadi di evoluzione

dell'evento tettono-metamorfico terziario. Pur essendo diffuse in tutto il massiccio montuoso la distribuzione di alcuni tipi di vene è controllata da particolari litologie e/o situazioni strutturali.

Sulla base dei caratteri strutturali sono distinguibili:

- 1) *vene in estensione* - osservate in tutte le litologie ma in particolar modo concentrate nei litotipi triassici più competenti come le «Anageniti minute», le «Quarziti verdi», e le «Quarziti bianco-rosa» oltre che nei grezzoni-marmi del Trias-Lias;
- 2) *shear veins* - sin-D₂ e/o sin-D₁ nei litotipi filladici triassici e paleozoici;
- 3) *vene polideformate* - nel basamento paleozoico.

Vene in estensione - Le vene in estensione rappresentano il tipo di vena più diffuso in tutto il complesso metamorfico. Le maggiori manifestazioni, per numero e dimensioni delle vene, sono ospitate all'interno di «Anageniti minute», «Quarziti verdi», e «Quarziti bianco-rosa». Queste formazioni grazie al loro comportamento relativamente più rigido rispetto ai litotipi filladici hanno permesso la formazione di vene in estensione di grandi dimensioni.

La distribuzione della maggior parte delle vene in estensione è controllata dalle zone di cerniera delle strutture anticlinali di prima fase (Fig. 5). In particolare le vene incassate nelle «Anageniti minute» hanno una direzione sub-parallela al piano assiale delle pieghe mentre le vene incassate nelle «Quarziti bianco-rosa» e nelle «Quarziti verdi» presentano una direzione obliqua (angolo di circa 70° antiorario). In entrambi i casi le vene tagliano la scistosità S₁. Come vedremo più avanti questo diverso assetto giacitura delle vene in estensione enfatizza la disarmonia tra i processi deformativi intervenuti sopra e sotto al livello plastico rappresentato dagli «Scisti verdi» (Rau e Tongiorgi, 1974).

Le vene presentano tessiture riferibili a meccanismi di crescita di tipo *non directional controlled* con aggregati anedrali a grana generalmente grossolana (5-20 mm) nelle zone massive (*buck quartz*) e cristalli euedrali (da pochi mm fino a 15-20 cm) nelle cavità (*comb quartz*). Meccanismi di crescita di tipo *displacement controlled* sono caratteristici di alcuni stadi di apertura delle vene del sistema di M. Caschetto-Costa Moriglione. In questo caso si osserva la crescita di cristalli «Faden» (Fig. 6) con le caratteristiche inclusioni orientate nel nucleo che testimoniano la prima fase di crescita di tipo *displacement controlled* seguita poi dalla cristallizzazione della zona limpida esterna durante la fase di crescita di tipo *non directional controlled* (Richards, 1990). Le vene incassate nelle «Anageniti minute» sono costituite prevalentemente da quarzo e rara pirofillite, mentre i sistemi di vene incassate nelle quarziti, soprastanti il livello di Scisti verdi, presentano una associazione mineralogica più complessa costituita da quarzo, goethite pseudomorfa di carbonati ferri-feri, clorite, ematite, pirite.

Lo studio delle inclusioni fluide, effettuato su alcuni campioni di quarzo provenienti da queste vene, ha fornito dei dati che permettono ancora di distinguere, tranne alcune rare eccezioni, tra le vene incassate

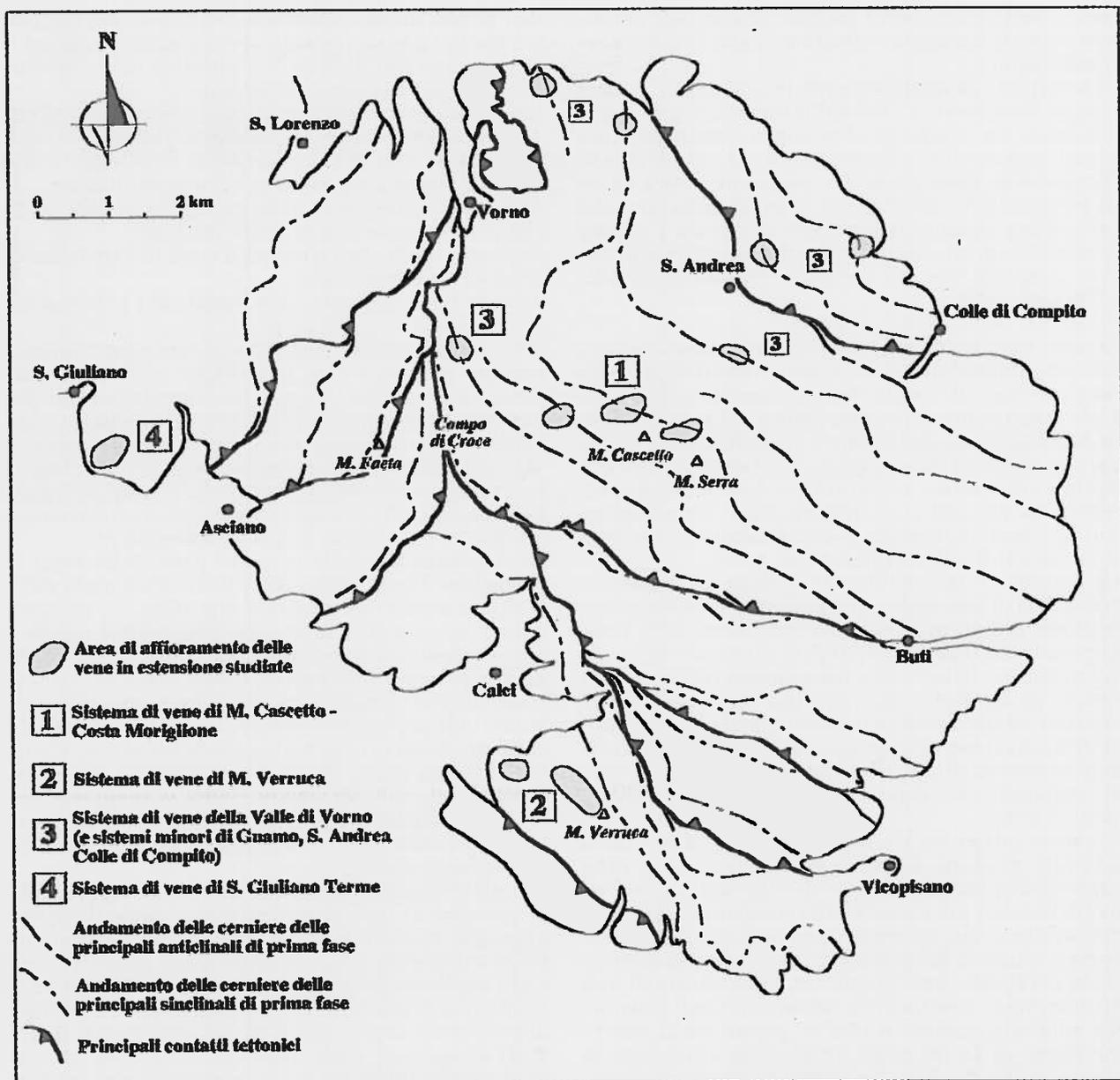


Fig. 5 - Distribuzione dei principali sistemi di vene in estensione rispetto all'andamento delle cerniere delle strutture di prima fase (elaborata sulla base geologica interpretativa di Rau e Tongiorgi, 1974).

nelle «Anageniti minute» e quelle incassate nelle «Quarziti s.l.». Le prime presentano infatti inclusioni fluide ad $H_2O \pm CO_2$ e moderata salinità, mentre le seconde hanno fornito inclusioni fluide acquose, prive di CO_2 , ad elevata salinità.

Sono state infine osservate vene in estensione legate alla seconda fase deformativa anche se, per numero e volume, sono da ritenere di minore importanza rispetto alle precedenti. Si tratta generalmente di piccole vene in estensione (*crack seal vein*) strettamente associate a *shear veins* in zone di taglio incassate nelle filladi.

Shear veins - Le *shear veins* sono diffuse quasi esclusivamente nei litotipi filladici sia paleozoici che triassici. Quelle da noi osservate sembrano essere confinate all'interno di zone di taglio che si sviluppano in corrispondenza di litotipi triassici filladici compresi tra bancate quarzitiche o metarenitiche. Esse tagliano la S_1 e formano frequentemente un basso angolo con il piano assiale delle pieghe F_2 che si sviluppano particolarmente al tetto delle vene stesse. Questo carattere suggerisce una genesi controllata dalla fase deformativa D_2 . Alcune *shear veins* incassate nelle filladi paleozoiche del Rio S. Pantaleone sembrano



Fig. 6 - Cristallo di quarzo del tipo «Faden». Si osserva, nella parte centrale del cristallo, la zona ricca in inclusioni fluide corrispondente al primo settore cresciuto con un meccanismo di tipo *displacement controlled*.

invece essere correlabili a zone di taglio sin-D₁. La tessitura è classificabile come «*buck quartz*» prodotta da meccanismi di crescita di tipo «*non directional controlled*». Il quarzo, infatti, costituisce aggregati anedrali a grana da grossolana (5-20 mm) a fine (< 2 mm) e solo raramente sono presenti piccole cavità con millimetrici cristalli di quarzo euedrali terminati (*comb quartz*). Le vene incassate nelle filladi paleozoiche sono costituite da quarzo e minori quantità di clorite e idrossidi di Fe pseudomorfi di carbonati ferriferi (es. Valle del Rio S. Pantaleone). Quelle incassate negli «Scisti violetti» e negli «Scisti verdi» presentano spesso masse microgranulari e cristalli tabulari euedrali di ematite e di clorite (1-15 mm) immersi nella massa dominante quarzosa (strada tra Vicopisano e M. Verruca). Queste ultime sono spesso associate a vene in estensione orientate ad alto angolo rispetto alla direzione di massima estensione sin-D₂ locale (tipo *crack-seal veins*, «*directional controlled*») ed aventi la stessa composizione mineralogica.

Vene polideformate - Quest'ultimo tipo caratterizza i litotipi filladici paleozoici formando vene centimetriche ripiegate isoclinamente e boudinate coerentemente con la scistosità S₁. Queste vene sono costituite da quarzo in aggregati policristallini, poligonali, disequigranulari, a grana fine, ricristallizzati staticamente (*annealed quartz*) con limitate zone ricristallizzate dinamicamente; le tessiture osservate sono classificabili tra le «*modified*» di Vearncombe (1993). In queste vene le cavità sono rare e sempre di dimensioni millimetriche; altri minerali osservati sono clorite, muscovite e pirite. I rapporti con la scistosità relitta S₀, attribuita da Rau e Tongiorgi (1974) all'evento metamorfico ercinico, non sono osservabili in modo chiaro né in campagna né in sezione sottile. Non è quindi possibile stabilire se queste vene si siano formate durante l'evento ercinico oppure

durante i primi stadi dell'evento alpino (pre-sin D₁). Esempi di questo tipo di vene sono osservabili negli affioramenti paleozoici lungo la strada che da Buti sale al M. Serra, nella Valle del Rio S. Pantaleone, e nella zona della Verruca.

Le Inclusioni fluide delle vene in estensione

Uno studio petrografico e microtermometrico è stato condotto sulle inclusioni fluide intrappolate nel quarzo di alcuni dei principali sistemi di vene in estensione affioranti nel complesso metamorfico dei Monti Pisani. Per questa indagine sono stati selezionati campioni di quarzo rappresentativi principalmente dei sistemi di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione, di M. Verruca, della Valle di Vorno e di S. Giuliano Terme.

Nell'area di M. Cascetto-Costa Moriglione sono stati prelevati campioni di quarzo sia dai bordi che dalle cavità assiali delle vene incassate nelle «Anageniti minute».

Nell'area di M. Verruca sono stati prelevati campioni di quarzo all'interno di vene ad aspetto massivo, ospitate in una serie di «*decrochement*» che interessano le «Anageniti grossolane». Campioni di quarzo fumé in cristalli euedrali sono stati invece raccolti da vene in estensione incassate nelle «Quarziti bianco-rosa».

Nell'area della Valle di Vorno sono stati selezionati cristalli euedrali e subedrali di quarzo, associati a goethite pseudomorfa di carbonati ferriferi, presenti all'interno di vene in estensione incassate nelle «Quarziti verdi».

Dalla zona di S. Giuliano Terme provengono campioni di quarzo euedrale e ialino prelevati da tension gashes a calcite dominante incassate nei marmi giurassici.

Un numero più contenuto di campioni di quarzo proviene da sistemi minori di vene affioranti nel

massiccio dei Monti Pisani ovvero da vene in estensione di aspetto massivo costituite da quarzo+idrossidi di ferro (zona di Stanghetta), quarzo+ematite (zona di Prato Ceragiola) e quarzo + clorite (zona di Mt. Il Termine; zona di Mt. Lombardona).

L'indagine petrografica e le misure microtermometriche delle inclusioni fluide sono state effettuate su sezioni sottili dello spessore variabile da 100 a 400 μm , lucidate su ambedue le superfici, e preparate secondo le metodiche descritte e proposte da Roedder (1984).

L'indagine petrografica, condotta a temperatura ambiente mediante osservazione al microscopio ottico, ha consentito di definire i seguenti caratteri delle inclusioni fluide: morfologia, dimensioni, fasi presenti e loro rapporti volumetrici, distribuzione ed arrangiamento spaziale.

L'indagine microtermometrica è stata effettuata su inclusioni da ritenersi primarie sulla base dei criteri proposti da Roedder (1984) e Shepherd et al. (1985). Inclusioni fluide con morfologia fortemente irregolare o con sospetti fenomeni di necking down non sono state prese in considerazione nel presente studio. Le misure microtermometriche sono state eseguite mediante un heating-freezing stage a flusso gassoso ideato e realizzato dall'US Geological Survey. La termocoppia dell'apparato di misura è stata calibrata mediante opportuni standards. La precisione e riproducibilità delle misure sono state di $\pm 0,2^\circ\text{C}$ nei cicli di raffreddamento e di $\pm 2,0^\circ\text{C}$ in quelli di riscaldamento.

Dove le condizioni di osservazione delle inclusioni fluide non hanno consentito una accurata visione dei cambiamenti di fase, le misure microtermometriche sono state determinate mediante la tecnica degli incrementi ciclici di temperatura.

Di seguito vengono descritti nel dettaglio i caratteri strutturali e tessiturali, la mineralogia e le inclusioni fluide dei quattro sistemi di vene in estensione più importanti e significativi incassati nel complesso metamorfico dei Monti Pisani (Unità di M. Serra): sistemi di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione, M. Verruca, Valle di Vorno e S. Giuliano Terme. A questi quattro sistemi di vene sono riconducibili, per analogia dei caratteri tessiturali e mineralogici, molte altre vene in estensione minori diffuse in altre aree del complesso metamorfico indagato.

Il sistema di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione

Distribuzione e giacitura - Il sistema di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione rappresenta, per dimensione delle vene ed ampiezza dell'area interessata, il più importante complesso di vene in estensione dei Monti Pisani. Circa un centinaio di vene, mediamente potenti 10-50 cm (max. 1 m) ed estese per circa 10-15 m in direzione e al massimo 3-4 m in profondità, coprono un'area di circa 2 km² posta al culmine del «duomo» metamorfico.

Quest'area corrisponde alla zona assiale della più importante struttura anticlinale di prima fase (D₁) dei Monti Pisani: l'Anticlinale di Buti-M. Cascetto-Campo

di Croce (Rau e Tongiorgi, 1974). Tale struttura è risultata poi essere determinante nel controllo delle successive deformazioni di seconda fase (D₂) e quindi nella individuazione della geometria a «duomo» (Carosi et al., 1995). L'Anticlinale di Buti-M. Cascetto-Campo di Croce è costituita da un nucleo di basamento paleozoico (affiorante nella Valle di Buti) coperto essenzialmente dalla Formazione della Verruca; a causa dei processi erosivi la Formazione delle Quarziti di M. Serra affiora principalmente lungo i fianchi della struttura o come klippen isolate nella zona di cerniera (vette di M. Cascetto e M. Serra). In particolare questa grande struttura di prima fase può essere suddivisa in tre strutture anticlinali di ordine inferiore che si mantengono parallele per diversi km da Buti fino a Campo di Croce. Il piano assiale delle strutture si presenta con direzione N115-120 e forte immersione a NE presentando una notevole differenza di orientazione rispetto alla giacitura della scistosità S₁ associata (orientazione media N 140 60-80 NE nell'area attorno alle vene). Da notare che una analogia discordanza tra giacitura dei piani assiali e della foliazione di pieghe F₁ era già stata descritta da Carosi e Montomoli (1996) e attribuita alla presenza di «Transected folds» indicative di deformazioni in regime transpressivo.

Questa grande struttura è accavallata tettonicamente con il suo fianco inverso su una profonda sinclinale comprendente al nucleo la formazione delle Quarziti di M. Serra. È importante notare che andando dalla zona di M. Cascetto verso la zona di contatto tettonico la scistosità S₁ tende a ruotare ed a parallelizzarsi alla superficie tettonica stessa (zona di Prato Ceragiola e della Valle di Buti, N100-120).

Il rilevamento di dettaglio effettuato nella zona di M. Cascetto-Costa Moriglione ha permesso di stabilire che la distribuzione delle vene è controllata sia strutturalmente sia litologicamente.

Le maggiori concentrazioni di vene si hanno sul versante SE di Costa Moriglione e sul versante N di M. Cascetto in corrispondenza della cerniera di due strutture anticlinali facenti parte della grande struttura di Buti-M. Cascetto-Campo di Croce (Fig. 5). Le vene in estensione presentano una direzione generale ESE-WNW, con massima distribuzione attorno a N110, e una giacitura sub-verticale (Fig. 7). Un'altra famiglia di vene, numericamente e volumetricamente minori, presenta una orientazione circa N80 e giacitura sub-verticale.

La roccia incassante le vene è costituita esclusivamente dalle «Anageniti minute» (Formazione della Verruca); le vene tendono a concentrarsi soprattutto nella parte più alta presso il contatto con gli scisti verdi (Formazione delle Quarziti di M. Serra). Nell'area in esame le Anageniti minute presentano tipiche megasequenze, ripetute più volte, costituite da bancate metriche compatte di metareniti e metaconglomerati a granulometria medio-fine che passano verso l'alto a livelli di metareniti listate, alternate ad intercalazioni filladiche. Le vene sono confinate nelle bancate metarenitiche e metaruditiche alternate a zone prive di vene corrispondenti alle intercalazioni di metareniti listate e filladi. Questa distribuzione è

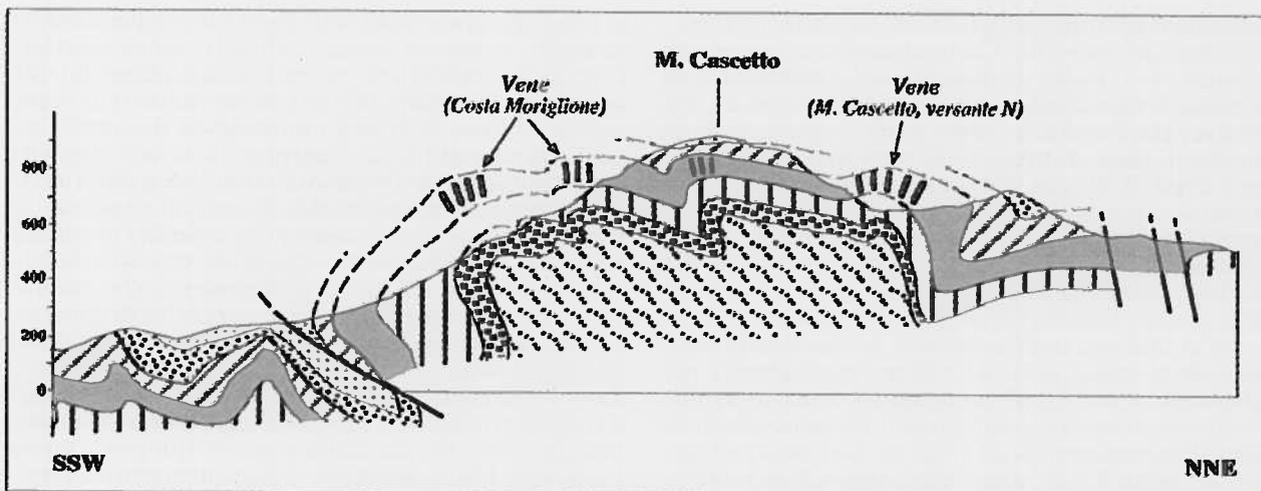


Fig. 7 - Sezione geologica attraverso la struttura di Buti-M.Cascetto-Passo di Croce con ubicazione dei sistemi di vene in estensione. Simboli delle litologie come in Fig. 3.

particolarmente evidente nell'affioramento del versante settentrionale di M. Cascetto.

Le «Anageniti minute» a causa della loro posizione stratigrafica, compresa al letto dagli «Scisti violetti» e al tetto dagli «Scisti verdi», durante le deformazioni terziarie si sono comportate come un orizzonte competente compreso tra i due livelli maggiormente deformabili di tutta la sequenza triassica (Rau e Tongiorgi, 1974). In particolare durante la prima fase deformativa la formazione di strutture anticlinali come quella di Buti-M. Cascetto-Campo di Croce e la particolare posizione stratigrafica del livello di Anageniti minute hanno permesso, nella zona di estradosso, l'apertura delle vene in estensione con giacitura sub-parallela al piano assiale delle pieghe (\approx N110 sub-verticali).

Geometria e tessitura - Le vene in estensione della zona di M. Cascetto-Costa Moriglione presentano generalmente una geometria tabulare con pareti piane e parallele. Le estremità delle vene sono rastremate e talvolta tendono a chiudersi dividendosi in più venette. Lo spazio aperto dal processo estensionale si può presentare completamente riempito da quarzo latteo massivo, oppure parzialmente riempito da cristalli di quarzo latteo e/o ialino cresciuti sulle pareti lasciando una fessura beante nella parte assiale. In alcuni casi le vene presentano improvvisi ingrossamenti con una ampiezza tra le pareti che, da pochi centimetri, può raggiungere anche il metro. Generalmente questi ingrossamenti ricadono nella zona centrale della vena (rispetto alla sua estensione in direzione) ed ospitano ampie cavità cristallizzate di forma lenticolare allungate secondo un asse sub-orizzontale. Alcune di queste cavità, studiate e campionate sul versante settentrionale di M. Cascetto, raggiungono dimensioni eccezionali estendendosi fino a tre metri secondo l'asse sub-orizzontale parallelo alla direzione della vena, circa 60-70 cm nella dire-

zione ortogonale alle pareti, e circa 1-2 metri in immersione. La vena più importante di questa zona si sviluppa per oltre 30 metri in direzione ed è osservabile per circa 3-4 metri lungo l'immersione con uno spessore medio di circa 15-20 cm. Questa vena ospitava ben tre cavità cristallizzate di grandi dimensioni (la più grande è quella appena descritta) in corrispondenza di ingrossamenti della vena che raggiungevano 80-90 cm di potenza.

Le pareti della cavità sono completamente rivestite da cristalli di quarzo mentre lo spazio all'interno delle cavità è occupato da grosse druse di quarzo flottanti all'interno di una massa argillosa (Fig. 8). Le druse flottanti nella massa argillosa sono cristallizzate sulla superficie di blocchi della roccia incassante collassati all'interno della cavità in uno stadio iniziale di apertura della vena. Queste druse mantengono al loro interno l'impronta, e talvolta anche dei relitti fortemente argillificati, del blocco di roccia su cui erano cresciute.

Le vene sono costituite, nella parte massiva, da aggregati di cristalli anedrali a grana generalmente grossolana (5-20 mm, *buck quartz*) e, nelle cavità, da cristalli euedrali di quarzo (da pochi mm fino a 15-20 cm) cresciuti prevalentemente con l'asse *c* ortogonale alla superficie della roccia incassante (*comb quartz*). Le tessiture osservate sono riferibili a meccanismi di crescita di tipo *non directional controlled*.

In alcune vene di piccole dimensioni ed in limitate porzioni delle vene maggiori sono stati osservati cristalli ad abito tabulare e/o fortemente allungato che presentano al loro interno una zona lattiginosa fibrosa disposta ad alto angolo con la superficie di contatto con la roccia (Fig. 6). Tali cristalli sono conosciuti con il termine «Faden» e sono testimoni di momentanee fasi di crescita delle vene mediante meccanismi di crescita di tipo *displacement controlled*. La formazione di questi particolari cristalli di quarzo è significativa di un delicato intergioco tra

velocità di apertura della fessura e velocità di accrescimento dei cristalli. Le caratteristiche inclusioni orientate del nucleo testimoniano la prima fase di crescita di tipo *displacement controlled* seguita poi dalla cristallizzazione della zona limpida esterna durante la fase di crescita di tipo *non directional controlled* (Richards, 1990). In particolare molti dei «faden» osservati in queste vene sono cresciuti durante il distacco delle druse di quarzo dalle pareti delle cavità e si trovano quindi impiantati sulla superficie posteriore delle druse collassate all'interno delle cavità. Questo particolare fenomeno non permette quindi una interpretazione univoca della direzione di allungamento delle fibre (teoricamente parallela alla direzione di massima estensione) perché il collasso delle druse dalle pareti introduce componenti di estensione locali (Fig. 8). Nel caso raffigurato in figura 8 il distacco, con componente rotazionale, della drusa provoca la formazione di fibre progressivamente ruotate e quindi di associazioni elicoidali di cristalli conosciuti anche come «Gwindel». All'interno delle cavità riempite di minerali argillo-

si oltre alle druse sono stati osservati frequentemente anche numerosi cristalli singoli, senza matrice. L'abito dei cristalli è variabilissimo, generalmente appiattito, costituito talvolta da un numero di facce molto limitato. L'esame morfologico di questi cristalli ha consentito di interpretarli come originari frammenti di cristalli staccati dalle pareti della cavità e successivamente ricristallizzati. Il processo di ricristallizzazione avvenuto sulle superfici di rottura spesso si è realizzato ricostituendo una sola faccia di romboedro a chiudere un frammento che manteneva solo tre o quattro facce del cristallo originario. Si spiega in questo modo l'abito bizzarro di molti di questi cristalli.

Talvolta si osservano cristalli di quarzo attraversati da cavità prismatiche molto allungate a sezione romboidale (Fig. 9) che dalla base si spingono verso l'estremità libera emergendo frequentemente all'esterno del cristallo. Queste cavità, spesso riempite da minerali argillosi, sono un carattere ricorrente in molte vene di quarzo dei Monti Pisani, e sono state segnalate anche in vene delle Alpi Centro-Occidentali ed

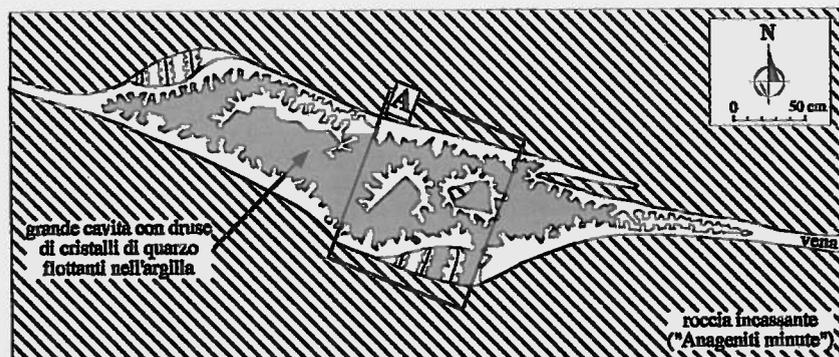


Fig. 8 - Sezione orizzontale schematica di una vena in estensione del versante settentrionale di M. Cascetto. Si notano le druse cresciute sopra i blocchi di roccia incassante collassati all'interno delle cavità, ed i cristalli di tipo Faden cresciuti sul retro delle druse distaccatesi dalle pareti.



Fig. 9 - Cavità prismatica in un cristallo di quarzo, parzialmente riempita da minerali argillosi ed idrossidi di ferro, lasciata da un cristallo di anidrite completamente dissolto.

in vene di complessi metamorfici di altre parte del mondo.

Il minerale che le occupava era anidrite come testimoniato dal ritrovamento di rari relitti del minerale rimasti completamente isolati all'interno di alcuni cristalli di quarzo e preservati così dai processi di alterazione (Fig. 10). Le cavità lasciate dall'anidrite mantengono perfettamente tutti i caratteri morfologici tipici del minerale comprese le tracce dei piani di sfaldatura $\{100\}$ e le strie di accrescimento rispettivamente ortogonali e parallele alla direzione di allungamento dei cristalli $[100]$. Lo studio di numerosi campioni ha permesso di stabilire che l'anidrite è il primo minerale a cristallizzare sulle pareti delle fessure. Successivamente si ha l'accrescimento dei

cristalli di quarzo che inglobano i cristalli euedrali di anidrite precedentemente formati. La sostituzione dell'anidrite da parte di minerali argillosi può essere avvenuta sia in tempi recenti, a causa di processi di alterazione superficiali, sia durante il raffreddamento dei fluidi che avevano depositato il quarzo. Queste osservazioni sono in accordo con le caratteristiche termodinamiche dell'anidrite (ed in generale di tutti i solfati) la quale presenta, in condizioni idrotermali, un prodotto di solubilità inversamente proporzionale alla temperatura e direttamente proporzionale alla pressione (Blount e Dickson, 1969).

Mineralogia - Le vene sono costituite prevalentemente da quarzo e solo in pochi casi è stata segnalata la

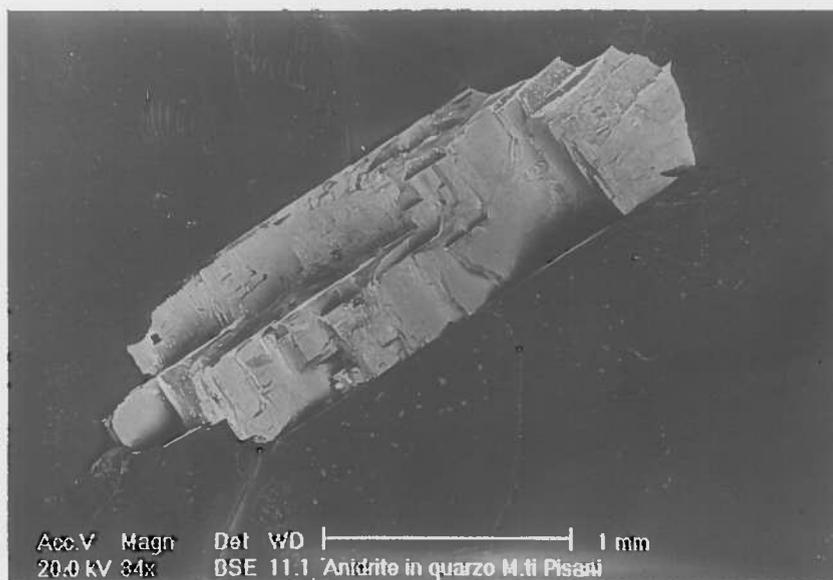


Fig. 10 - Relitto di un cristallo di anidrite non sostituito perché completamente incluso nel quarzo; Foto SEM.

presenza di altri minerali. Ricordiamo la presenza di aggregati fibroso-raggiati di pirofillite nelle vene del versante SW di M. Cascetto. I campioni con la pirofillite provengono dalla parte massiva con piccole cavità disseminate nella massa del quarzo. Alcuni campioni di quarzo, provenienti da alcune vene del versante SE dello Spuntone di S. Allago, presentano inclusioni di clorite inglobate durante stadi intermedi di crescita dei cristalli. Infine la presenza di cristalli lenticolari e/o romboedrici ottusi di goethite pseudomorfa di probabile siderite, è stata segnalata in alcune vene della zona della vetta di M. Serra.

Inclusioni fluide - L'indagine sui fluidi intrappolati nel quarzo del sistema di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione ha consentito di individuare 2 distinte famiglie di inclusioni fluide (Tab. 1).

Tipo I: inclusioni ad H_2O-CO_2 , CO_2 -rich. Le inclusioni fluide del tipo I presentano morfologia variabile da ellissoidica ad euedrale e dimensioni oscillanti da < 5 a $80 \mu m$. Esse sono presenti sia come individui isolati che organizzate in ampi raggruppamenti.

A temperatura ambiente, le inclusioni del tipo I (Fig. 11/a) appaiono costituite da una fase acquosa allo stato liquido (LH_2O), da una fase a CO_2 liquida (LCO_2) e da una a CO_2 gassosa (VCO_2). I rapporti volumetrici $H_2O:CO_2$ sono mediamente di 80:20, mentre le relazioni $LCO_2:VCO_2$ di 70:30. Le proporzioni volumetriche relative delle fasi H_2O e CO_2 combinate con la $Th(tot)$ e la densità di queste inclusioni (Schwartz, 1989) collocano tra 0,05 e 0,1 la frazione molare del biossido di carbonio.

L'omogeneizzazione totale ($Th(tot)$) delle inclusioni del tipo I avviene in fase liquida per scomparsa della CO_2 , a temperature comprese tra 240 e 265°C. Per la fase acquosa dei fluidi del tipo I sono stati stimati contenuti salini tra 6,0 e 10,5% in peso in NaCl eq., utilizzando quale parametro di riferimento la $Tm(clath)$, temperatura di melting del clatrato (Collins, 1979).

I dati microtermometrici relativi alla temperatura di melting della CO_2 ($Tm(CO_2) = -55,9/-56,8^\circ C$) e a quella di omogeneizzazione ($Th(CO_2) = 29,9-31,1^\circ C$) suggeriscono che la CO_2 è presente in queste inclusioni come fase quasi pura in assenza di contenuti

Tab. 1 - Tipologia e microtermometria delle inclusioni fluide intrappolate nel quarzo dei principali sistemi di vene in estensione dei Monti Pisani.

Sistema di vene	Tipo di vena incassante	Unità litostatigrafica inclusioni fluide	Tipologia (°C)	Th (% peso NaCl eq.)	Salinità
Mt. CASCETTO COSTA MORIGLIONE	vene in estensione (bordo massivo)	membro 3: «Anageniti minute» Fm. della Verruca	tipo I	240/265	6,0/10,5
	vene in estensione (cavità assiale)	membro 3: «Anageniti minute» Fm. della Verruca	tipo II	143/205	4,9/9,2
Mt. VERRUCA	vene in estensione (bordo massivo)	membro 1: «Anageniti grossolane» Fm. della Verruca	tipo III	205/230	8,8/12,6
	vene in estensione (cavità assiali)	membro 3: «Quarziti bianco-rosa» Fm. delle Quarziti di Mt. Serra	tipo 11	203/215	10,7/11,8
VALLE di VORNO	vene in estensione	membro 2: «Quarziti verdi» Fm. delle Quarziti di Mt. Serra	tipo IV	183/273	33/41
	vene in estensione	membro 2: «Quarziti verdi» Fm. delle Quarziti di Mt. Serra	tipo IIa	178/275	23/26
S. GIULIANO TERME	tension gashes	Marmi e Grezzoni	tipo II	136/158	4,9/6,9

significativi di altre componenti, quali N_2 , CH_4 , H_2S . Inoltre, i valori della $Th(CO_2)$, combinati con l'evidenza di una omogeneizzazione della CO_2 in fase liquida, prossima a quella critica, individuano per il biossido di carbonio una densità media attorno agli $0,5 \text{ g/cm}^3$.

Tipo II: inclusioni acquose bifase (L + V), liquid-rich. Le inclusioni fluide del tipo II mostrano morfologia variabile da euedrale a subellissoidica e dimensioni oscillanti da < 5 a $100 \mu\text{m}$. Esse sono generalmente organizzate in raggruppamenti, mentre sono subordinate le inclusioni distintamente isolate. Si tratta di inclusioni acquose bifase (L + V), CO_2 -free, del tipo liquid-rich con grado di riempimento (F) compreso tra 0,85 e 0,95 (Fig. 11/b).

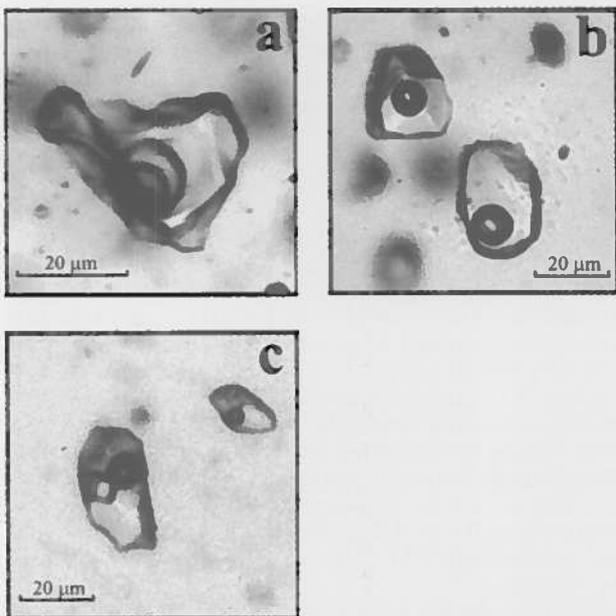


Fig. 11 - (a) inclusione a H_2O-CO_2 (tipo I); (b) inclusioni acquose bifase (L + V), liquid-rich (tipo II); (c) inclusioni acquose multi-fase (L + V + S), liquid-rich (tipo IV).

Le inclusioni del tipo II omogeneizzano in fase liquida ($Th(L)$) a temperature comprese tra 143 e 205°C . Le salinità, calcolate dai valori della $T_m(\text{ice})$, temperatura di melting del ghiaccio (Hall *et al.*, 1988, Bodnar, 1993), sono comprese tra 4,9 e 9,2% in peso in NaCl eq.. Le misure della temperatura di «first melting» del ghiaccio, comprese nell'intervallo $-21/-23^\circ\text{C}$, indicano che i fluidi del tipo II appartengono al sistema $H_2O-NaCl-(KCl)$.

Nell'area di M. Cascetto-Costa Moriglione, le inclusioni ad H_2O-CO_2 (tipo I) sono state individuate nei campioni di quarzo massivo (con pirofillite) dei bordi delle vene in estensione. I fluidi acquosi del tipo II appaiono invece responsabili, in questo sistema di

vene, della deposizione del quarzo euedrale nelle cavità assiali. Le temperature di omogeneizzazione dei fluidi di tipo II di solito si mantengono costanti nei campioni raccolti nella stessa vena pur presentando valori diversi da vena a vena. Le temperature di omogeneizzazione sono costanti per le inclusioni intrappolate al nucleo ed al bordo dei cristalli sia prismatici sia di tipo «Faden». È importante ricordare che solo all'interno della vena più grande del versante settentrionale di M. Cascetto sono stati raccolti campioni con temperature di omogeneizzazione delle inclusioni fluide che coprono l'intero campo di variazione osservato (143 e 205°C).

Il sistema di vene di M. Verruca

Distribuzione e giacitura - La segnalazione di vene di quarzo affioranti sul versante nord-occidentale del M. Verruca e contenenti «cristalli di monte» risale al XVI secolo (Cesalpino, 1596). Questo autore e più tardi il Targioni Tozzetti (1777) descrissero le vene affioranti a monte del Convento di Nicosia, Calci. Gli studi di terreno ci hanno permesso di individuare due aree di affioramento con caratteristiche giaciture diverse. Entrambe le località sono ubicate sul fianco diritto della anticlinale del M. Verruca dove si può osservare, in affioramento, l'intera sequenza triassica del Verrucano compresa tra il nucleo paleozoico dell'anticlinale e le formazioni carbonatiche dei grezzoni e dei marmi. L'anticlinale del M. Verruca è una struttura di prima fase a piano assiale sub-verticale con ondulazioni del piano assiale dovute ad una interferenza di tipo 3 con le strutture di seconda fase (Rau e Tongiorgi, 1974, Carosi *et al.*, 1995). La presenza di lineazioni di massima estensione sub-parallele agli assi della piega e l'esistenza di *Transected Folds* (Carosi e Montomoli, 1996; Carosi *et al.*, 1995) sembrerebbero indicare l'esistenza, anche in quest'area, di una componente traspressiva durante le deformazioni della fase D_1 .

La prima località corrisponde alla zona di estrazione, abbandonata ormai da diversi anni, delle «Quarziti bianco-rosa» largamente utilizzate nella edilizia medioevale pisana (Franzini, 1993). Sui fronti di coltivazione delle numerose e piccole cave (loc. La Baragaglia) si possono osservare diverse vene in estensione di quarzo con direzione compresa tra $N45$ e $N80$ e giacitura sub-verticale. Le vene tagliano in maniera evidente la scistosità S_1 orientata circa $N150$ $50SW$. Sono state cartografate circa 10 vene, mediamente potenti 5-15 cm ed estese per circa 4-5 m in direzione (max. 10 metri). Il colore, leggermente fumé, del quarzo delle vene costituisce un carattere distintivo di questa località.

Nella seconda località studiata le vene di quarzo sono ospitate all'interno di una serie di «dicrochement» (Rau e Tongiorgi, 1974) che tagliano il livello di «Anageniti grossolane» direttamente al contatto con il nucleo paleozoico dell'anticlinale. Dal convento di Nicosia fino alla vetta del M. Verruca è possibile contare almeno sette di questi «dicrochement» (direzione $N5 - N20$, sub-verticali) ognuno dei quali

presenta vene di quarzo spesse fino a 1-2 metri ed estese in direzione per diversi metri.

È interessante notare che questo è l'unico sistema di vene di quarzo, di una certa consistenza, incassato nelle «Anageniti grossolane», litotipo che mediamente sembra aver reagito in modo prevalentemente plastico alle sollecitazioni tettoniche della prima fase (D₁). Negli affioramenti di «Anageniti grossolane» studiati in altre zone dei Monti Pisani si osservano generalmente vene di quarzo di piccole dimensioni e di geometria estremamente irregolare. Il forte contrasto di competenza tra matrice fine e ciottoli centimetrici delle «Anageniti grossolane» ha fatto sì che buona parte della deformazione venisse progressivamente assorbita dalla matrice impedendo l'accumulo di tensioni e quindi l'apertura di vene in estensione continue e regolari come avviene invece nei litotipi più omogenei come le «Anageniti minute», le «Quarziti bianco-rosa» e le «Quarziti verdi».

Geometria e tessitura - Le vene in estensione della zona di M. Verruca sono del tutto analoghe, come geometria e tessitura, a quelle appena descritte per la zona di M. Cascetto-Costa Moriglione. Un carattere peculiare delle vene di quarzo poste in corrispondenza dei «decrochement» NNE-SSW del versante NW del M. Verruca è rappresentato dagli estesi fenomeni di brecciatura delle vene attribuibili a processi di fratturazione idrotermale, oppure alla prosecuzione dell'attività tettonica di queste strutture anche dopo la deposizione delle vene stesse. Anche in queste vene dovevano essere presenti, in origine, grosse cavità cristallizzate come testimoniato dal ritrovamento, all'interno della breccia, di grossi cristalli eudrali di quarzo (fino a 10-15 cm) fratturati e ricristallizzati.

Mineralogia - Le vene delle due località sono costituite esclusivamente da quarzo. I campioni provenienti dalle cave abbandonate (Loc. La Baragaglia) di «Quarziti bianco-rosa» presentano cavità prismatiche allungate, riempite di minerali argillosi, riferibili ad originari cristalli di anidrite. In questa località non siamo riusciti a trovare relitti di anidrite, ma i caratteri morfologici delle cavità sono del tutto analoghi a quelli osservati nei campioni di M. Cascetto-Costa Moriglione.

Inclusioni fluide - Le inclusioni fluide intrappolate nel quarzo del sistema di vene di Mt. Verruca sono riconducibili a 2 fondamentali tipologie (Tab. 1).

Tipo III: inclusioni ad H₂O-CO₂, H₂O-rich. Le inclusioni del tipo III hanno morfologia generalmente subellissoidica e dimensioni comprese tra < 5 e 70 µm. A temperatura ambiente, si presentano come inclusioni bifase (L + V), del tipo liquid-rich con F compreso tra 0,80 e 0,90.

Le inclusioni del tipo III risultano costituite da un fluido acquoso all'interno del quale sono completamente miscelate quantità modeste di CO₂, la cui presenza è rivelata dalla nucleazione del clatrato

(Tn(clath) = -17/-35°C) durante i cicli di freezing. Queste inclusioni omogeneizzano in fase liquida (Th(L)) nell'intervallo 205-235°C. I valori della temperatura di melting del ghiaccio (Tm(ice)) collocano il range di salinità delle inclusioni del tipo III di inclusioni tra 8,8 e 12,6% in peso in NaCl eq.

Tipo II: inclusioni acquose bifase (L + V), liquid-rich. Si tratta di inclusioni fluide perfettamente confrontabili per quanto riguarda i lineamenti petrografici e le relazioni di fase a quelle descritte per il sistema di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione. Dal punto di vista microtermometrico, questi fluidi sono caratterizzati da temperature di omogeneizzazione in fase liquida comprese tra 203 e 215°C. Le salinità si collocano nel range di valori 10,7-11,8% in peso in NaCl eq.

Nell'area del Mt. Verruca, inclusioni fluide del tipo III sono state osservate nel quarzo anedrale delle vene di estensione incassate nelle «Anageniti grossolane». I fluidi del tipo II sono legati invece alla deposizione degli individui eudrali fumè presenti nelle vene in estensione incassate nelle «Quarziti bianco-rosa».

Il sistema di vene della Valle di Vorno

Distribuzione e giacitura - Circa 2 km a monte dell'abitato di Vorno (LU), lungo l'omonima valle, sono conosciute da lungo tempo alcuni sistemi di vene in estensione dove i collezionisti locali hanno raccolto notevoli esemplari di goethite pseudomorfa di carbonati ferriferi associata a quarzo. Lo studio di dettaglio ed il campionamento effettuato in questa località, ed in altre analoghe località limitrofe (S. Andrea, Colle di Compito, Guamo; Fig. 5) hanno permesso di definire un gruppo di vene in estensione che per posizione stratigrafica, mineralogia e composizione delle inclusioni fluide si distacca nettamente dai precedenti (M. Cascetto-Costa Moriglione, M. Verruca).

Nell'affioramento della Valle di Vorno un vasto campo di vene in estensione (tension gashes) copre una superficie di circa 5000 m² all'interno delle «Quarziti verdi» e delle «Quarziti bianco-rosa». L'area interessata si trova presso il limite occidentale dell'Unità di M. Serra circa 200 m al di sotto della superficie di accavallamento dell'Unità di S. Maria del Giudice. In questo settore le strutture di prima fase (assi delle pieghe) tendono a ruotare verso nord passando da una orientazione NW-SE, tipica dell'Unità di M. Serra, ad una circa N-S.

In affioramento si osserva un grande numero di vene (5 vene per m²), di piccole dimensioni (1 × 1 × 0,02 m), che interessano in modo pervasivo l'ammasso roccioso. Le vene presentano quasi sempre ampie fessure assiali cristallizzate ed in molti casi i minerali di riempimento sono così scarsi da costituire cristalli eudrali isolati e direttamente impiantati sulle pareti di quarzite. La giacitura è sub-verticale con direzione media N115, chiaramente discordante rispetto alla giacitura della scistosità di prima fase S1 (N160-170 sub-verticale) ed agli assi delle pieghe F₁

(N180 10S). Anche in questa zona, malgrado la generale rotazione verso nord delle strutture di prima fase, si osserva una certa discordanza angolare tra gli assi delle pieghe F_1 e la scistosità S_1 associata, carattere, questo, già osservato nella zona di M. Cascetto-Costa Moriglione.

Malgrado la densità di vene per m^2 sia elevata va osservato come il volume totale di quarzo depositato in questo sistema di vene sia di almeno un ordine di grandezza inferiore a quello depositato nel sistema di M. Cascetto-Costa Moriglione. La stessa considerazione vale anche per le vene minori analoghe a quelle di Vorno (S. Andrea, Colle di Compito, Guamo).

Geometria e tessitura - Le vene presentano generalmente una geometria tabulare con pareti piane e parallele ed estremità rastremate che tendono a chiudersi dividendosi in più venette. Raramente le vene si presentano completamente riempite da aggregati di cristalli anedrali di quarzo a grana medio-grossa (5-20 mm, *buck quartz*) che inglobano i cristalli euedrali romboedrici di goethite pseudomorfa di siderite. Più frequentemente le vene si presentano aperte con le pareti coperte da uno strato discontinuo di cristalli euedrali di quarzo e di goethite pseudomorfa di siderite. Le tessiture osservate sono riferibili a meccanismi di crescita di tipo *non directional controlled* e *face controlled*.

Mineralogia - Il minerale caratteristico di queste vene è la goethite pseudomorfa di carbonati ferriferi che si presenta in cristalli romboedrici grandi da pochi millimetri fino a 4-5 cm. Il colore può variare da bruno scuro a rossastro fino a marrone chiaro, mentre la superficie dei cristalli, generalmente lucida nei cristalli più scuri, tende ad avere un aspetto terroso e non riflettente nei cristalli di colore chiaro. Oltre alle facce di romboedro si osservano spesso piccole facce di pinacoide. Il quarzo costituisce piccoli cristallini (massimo 3-4 cm) dal tipico abito prismatico elegantemente associati ai romboedri di goethite pseudomorfa di carbonati ferriferi.

Inclusioni fluide - Il sistema di vene della Valle di Vorno si caratterizza per la presenza di inclusioni acquose multifase (L + V + S), liquid-rich (tipo IV). Le inclusioni fluide del tipo IV hanno dimensioni comprese tra < 5 e 80 μm e morfologia variabile da euedrale ad ellissoidica. Esse sono usualmente organizzate in piccoli raggruppamenti e solo subordinatamente si rinvengono isolate.

A temperatura ambiente, le inclusioni del tipo IV mostrano tre distinte fasi: una fase solida rappresentata da un singolo cristallo euedrale di halite, una fase acquosa allo stato liquido ed una fase acquosa allo stato di vapore (Fig. 11/c). Il volume occupato dalla fase solida è in genere prossimo al 10%, mentre il rapporto liquido:vapore della componente acquosa è mediamente di 90:10.

Nelle inclusioni del tipo IV la componente acquosa omogeneizza in fase liquida a temperature comprese

tra 183 e 273°C (Tab. 1), mentre l'omogeneizzazione finale avviene a temperature più elevate (fino a circa 340°C) per dissoluzione dell'halite, pertanto con $T_m(\text{NaCl}) > T_h(L)$.

I contenuti salini di questi fluidi, calcolati mediante la $T_m(\text{NaCl})$, sono elevati e compresi tra 33 e 41% in peso in NaCl eq.. Valori della temperatura di «first melting» del ghiaccio molto bassi, fino a -55°C, stanno ad indicare la presenza, in questi fluidi, di significative quantità di altri soluti, quali Ca^{++} , Fe^{++} e Mg^{++} , sono presenti in associazione con Na^+ e K^+ .

Nel quarzo del sistema di vene della Valle di Vorno sono state riconosciute anche inclusioni fluide bifase (L + V) del tipo liquid-rich ($F \approx 0.90$). Queste inclusioni fluide (tipo IIa) sono associate spazialmente alle inclusioni del tipo IV, secondo un rapporto quantitativo medio di circa 1:10. Si tratta di inclusioni acquose caratterizzate dalla distintiva presenza di idrohalite ($\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) al di sopra della temperatura eutettica. Questa evidenza colloca la salinità delle inclusioni del tipo IIa prossima alla saturazione in NaCl con valori compresi tra 23 e 26% in peso in NaCl eq. Per quanto riguarda le temperature minime di trapping, le inclusioni del tipo IIa omogeneizzano in fase liquida a temperature comprese tra 178 e 275°C. I fluidi ad elevata salinità del tipo IV e IIa appaiono essere responsabili della deposizione del quarzo euedrale e subeuedrale nel sistema di vene della Valle di Vorno. In particolare, le risultanze petrografiche e microtermometriche relative ai fluidi del tipo IV e IIa (stretta associazione spaziale, Th simili e $T_m(\text{NaCl}) > T_h$) suggeriscono che queste brines saline costituivano al momento dell'intrappolamento un sistema «eterogeneo» che consisteva in un fluido saturo in NaCl contenente in sospensione particelle solide di halite, successivamente intrappolate come «captive phase».

Il sistema di vene di S. Giuliano Terme

Distribuzione e giacitura - Le formazioni carbonatiche della «Falda Toscana metamorfica» (Giannini e Nardi, 1965) affioranti nell'area di S. Giuliano Terme hanno alimentato per lungo tempo una discreta attività estrattiva. Il «marmo di S. Giuliano» è stato ampiamente utilizzato nell'edilizia medioevale pisana mentre, più di recente, le attività estrattive erano state orientate verso la produzione di inerti e pietre da calce (Franzini, 1993; Rau e Tongiorgi, 1974). Tale sequenza carbonatica rappresenta la copertura post-triassica del Verrucano ed è costituita, nella zona di S. Giuliano, dai Grezzoni seguiti dai marmi e poi dal calcare selcifero metamorfico.

Piccoli sistemi di vene in estensione (tension gashes) sono diffusi all'interno dei marmi e possono essere osservati in quasi tutte le cave della zona. Si tratta di vene di spessore e lunghezza limitati riempite prevalentemente da calcite e minori quantità di quarzo. Il migliore affioramento attualmente è esposto all'estremità meridionale del fronte di coltivazione della grande cava situata immediatamente a sud del paese di S. Giuliano. Sulla parete verticale, a circa 10 metri di

altezza, si osserva una massa di marmo dolomitico rosato (3-4 metri) inglobata nel marmo bianco pochi metri sotto il contatto tra marmo e calcare selcifero metamorfico. Il marmo dolomitico è attraversato da una serie di tension gashes sub-parallele che si chiudono in corrispondenza del contatto con il marmo bianco. Le vene presentano una orientazione N80 50 SE.

Nella zona di S. Giuliano, oltre alle vene appena descritte, sono note fin dal secolo scorso alcune piccole vene con minerali di Hg-Cu-Fe che affiorano sul versante sud-occidentale del M. delle Fate. Queste mineralizzazioni, descritte la prima volta da D'Achiardi (1873), sono state incontrate più volte durante l'attività delle cave ma, a causa dell'abbandono delle stesse, non sono più direttamente osservabili in campagna. Lo studio di alcuni campioni presenti nel Museo di Storia Naturale e del Territorio dell'Università di Pisa e di altri forniti da collezionisti locali ci ha permesso di effettuare almeno una caratterizzazione generale. I minerali di Hg-Cu-Fe (cinabro, carbonati di rame, idrossidi di Fe) costituiscono il riempimento di strette fessure che solo occasionalmente raggiungono alcuni centimetri di spessore. Le fessure tagliano la scistosità principale della roccia incassante che, nell'area in questione, è rappresentata dalla scistosità di prima fase S_1 . Nei campioni studiati la roccia incassante è costituita da tutte e tre le formazioni affioranti nella zona. Malgrado non sia stato possibile raccogliere alcuna informazione diretta sulla giacitura delle vene, dai pochi dati a disposizione risulta comunque evidente un controllo strutturale, sulla mineralizzazione a Hg-Cu-Fe, da parte di strutture post- D_1 che tagliano tutte le formazioni carbonatiche presenti.

Geometria e tessitura - Le vene a calcite e quarzo delle cave di marmo di S. Giuliano presentano tessiture riferibili a meccanismi di crescita di tipo *non directional controlled* e *face controlled*.

Mineralogia - Le vene incassate nei marmi sono costituite prevalentemente da calcite che riveste le pareti delle fessure in cristalli centimetrici ad abito scalenoedrico complesso. Il quarzo costituisce cristalli prismatici euedrali, incolori e trasparenti che ricordano come abito, trasparenza e giacitura quelli presenti nelle cavità del marmo di Carrara (Orlandi e Franzini, 1994).

Le vene con minerali di Hg-Cu-Fe presentano un riempimento prevalentemente calcitico microgranulare disseminato di aggregati microgranulari pulverulenti di idrossidi di Fe misti a cinabro e carbonati di rame. Questi aggregati sono il risultato di una pseudomorfoasi avvenuta alle spese di originari cristalli ad abito tetraedrico di cui non rimane alcun relitto. Dato il chimismo dei minerali pseudomorfi, e l'abito del minerale originario, si può ipotizzare che il processo di alterazione che ha prodotto questa singolare associazione sia avvenuto alle spese di originari cristalli di tetraedrite mercurifera. È interessante notare che analoghi cristalli di tetraedrite mercurifera, parzialmente sostituiti da una associazione mineralogica simile, sono stati osservati nelle

cave di marmo della Valle di Fondone (Pelloux, 1929) e nella piccola mineralizzazione di Buca dell'Angina (Alpi Apuane, Benvenuti *et al.*, 1992) in un contesto geologico analogo (vene a minerali di Cu-Au-Fe-Hg nei grezzoni e marmi presso il contatto con il basamento paleozoico).

Inclusioni fluide - Nel quarzo euedrale campionato nelle tension gashes a calcite dominante sono presenti inclusioni fluide riconducibili per gli aspetti petrografici e le relazioni di fase al tipo II: inclusioni acquose bifase (L+V), liquid-rich (Tab. 1). L'indagine microtermometrica ha evidenziato per queste inclusioni basse temperature di omogeneizzazione (136-158°C) e salinità (4,9-6,9% in peso in NaCl eq.).

Non sono state osservate e studiate inclusioni fluide all'interno delle piccole venette a minerali di Cu-Fe-Hg.

DISCUSSIONE

Caratteri strutturali e distribuzione delle vene di quarzo

Sulla base dei caratteri strutturali sono state distinte: 1) *vene in estensione* 2) *shear veins* 3) *vene polideformate*. La distribuzione di queste vene nel complesso metamorfico dei Monti Pisani sembra essere fortemente controllata da fattori sia litologici sia strutturali. Le shear veins sono confinate a piccole zone di taglio sin- D_2 (e talvolta sin- D_1) incassate in litotipi filladici triassici e paleozoici; le vene polideformate, invece, sono limitate ad alcuni settori del basamento paleozoico filladico. La distribuzione di questi due tipi di vene è controllata soprattutto dalle condizioni deformative locali e quindi la loro giacitura può variare notevolmente nei diversi settori del complesso metamorfico. Viceversa sono soprattutto le vene in estensione che, grazie alla larga diffusione ed alla loro sistematica orientazione rispetto alle strutture deformative di prima fase, permettono di ricavare alcune nuove informazioni sull'evoluzione deformativa del complesso metamorfico. In particolare i dati da noi raccolti e discussi si riferiscono a vene in estensione incassate nell'Unità di M. Serra. Le strutture deformative di prima fase sembrano esercitare un forte controllo sulla distribuzione delle vene in estensione nei vari settori del complesso metamorfico mentre invece è il forte contrasto reologico tra litotipi filladici e quarziticci-anagenitici che ne controlla la distribuzione all'interno della serie stratigrafica.

La distribuzione della maggior parte delle vene in estensione è controllata dalle zone di cerniera delle strutture anticlinali di prima fase (Fig. 5). In particolare si osserva una generale orientazione sub-parallela al piano assiale delle pieghe delle vene incassate nelle «Anageniti minute» mentre una orientazione obliqua (angolo di circa 60-70° antiorario) rispetto ai piani assiali è caratteristica delle vene incassate nelle formazioni delle «Quarziti bianco-rosa» e delle «Quarziti verdi».

Il livello di «Anageniti minute» pur seguendo la geometria delle strutture deformative delle «Anageniti grossolane» e del basamento paleozoico si comporta come uno «strato» competente isolato tra i due livelli plastici degli «Scisti violetti» e degli «Scisti verdi». Tale posizione permette la formazione di importanti vene in estensione all'extradosso dello «strato» di «Anageniti minute» lungo la cerniera delle pieghe anticlinali di prima fase e con giacitura circa parallela ai piani assiali. Questa situazione è esemplificata dall'importante sistema di vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione.

Al di sopra del livello degli «Scisti verdi» le «Quarziti s.l.» («Quarziti verdi», «Quarziti bianco-rosa» e «Quarziti viola zonate») vengono deformate in maniera disarmonica rispetto alla successione sottostante (Rau e Tongiorgi, 1974). Questa disarmonia si riflette anche nella diversa giacitura delle vene in estensione che, pur essendo controllate ancora dalle cerniere delle strutture di prima fase, assumono una orientazione diversa. In questo caso la sistematica orientazione obliqua (angolo di circa 60-70° antiorario rispetto alla direzione dei piani assiali) rimane di difficile interpretazione in mancanza di una più attenta analisi strutturale. Comunque può essere interessante notare che l'orientazione di queste vene è coerente con un campo di stress indotto da una componente traspressiva sinistra durante la prima fase deformativa. Questo carattere si va a sommare a tutta una serie di indizi (transected folds, lineazioni di estensione parallele agli assi delle pieghe; Carosi e Montomoli, 1996, Carosi *et al.*, 1995) che, in attesa di uno studio strutturale di maggior dettaglio, lasciano comunque intravedere la possibilità che una significativa componente traspressiva sia intervenuta durante la prima fase deformativa del complesso metamorfico dei Monti Pisani.

Un discorso a parte va fatto per le vene del sistema di M. Verruca che sono distribuite sul fianco sud-occidentale dell'omonima anticlinale e quindi si trovano in posizione diversa dalle precedenti. Anche in questo caso, comunque, le vene si presentano con giacitura sub-verticale e ad alto angolo con le lineazioni di estensione di prima fase ed ancora una volta in accordo con l'esistenza di una componente traspressiva sinistra. In ogni caso una loro appartenenza alla seconda fase deformativa non è sostenibile sia per la giacitura non coerente con il senso di scaricamento delle pieghe F_2 , sia per l'evidenza di piani di taglio sin- D_2 che ritagliano alcune di queste vene in loc. La Baragaglia.

Infine nel caso delle vene incassate nei marmi e grezzoni di S. Giuliano i dati raccolti sono troppo scarsi per effettuare una loro interpretazione.

È interessante notare la sostanziale differenza di giacitura tra le vene in estensione del complesso metamorfico dei Monti Pisani e quelle incassate nel complesso metamorfico delle Alpi Apuane, che enfatizza la differente evoluzione deformativa dei due complessi (Carosi *et al.*, 1995). Nei Monti Pisani si osserva una costante giacitura sub-verticale delle vene in estensione che come già osservato più volte risultano essere collegate principalmente alle strutture di

prima fase sviluppate in un contesto deformativo probabilmente traspressivo. Nelle Alpi Apuane, viceversa, alla prima fase deformativa sono connesse prevalentemente delle shear veins minori mentre un gran numero di vene in estensione e di shear veins si sviluppano durante la seconda fase deformativa all'interno di zone di taglio immergenti verso i settori esterni del massiccio montuoso (Dini, 1992; Costagliola *et al.*, 1998/a, Lattanzi *et al.*, 1994). La seconda fase, che nelle Alpi Apuane assume una notevole importanza, nei Monti Pisani si riduce ad un evento deformativo senza blastesi metamorfica che produce soltanto un debole piegamento delle strutture di prima fase e lo sviluppo di sistemi di vene minori legati a piccole zone di taglio (Carosi *et al.*, 1995).

Le tessiture del quarzo delle vene

Tutte le tessiture osservate (*buck*, *saccharoidal*, *comb*) nelle vene in estensione e nelle shear veins sono riconducibili a meccanismi di crescita del tipo *non directional controlled* e *face controlled* e solo in alcuni casi sono state osservate piccole vene in estensione formate mediante meccanismi del tipo *displacement controlled*. A quest'ultimo tipo di meccanismo di crescita sono riferibili anche i cristalli di tipo «Faden» osservati in porzioni limitate delle grandi vene in estensione del sistema di M. Cascetto-Costa Moriglione. In generale la cristallizzazione delle vene in estensione procede nel tempo mediante la formazione iniziale della parte massiva di bordo con meccanismi del tipo *non directional controlled* per poi passare a meccanismi di tipo *face controlled* durante la crescita dei cristalli di quarzo euedrali delle cavità assiali. Sulla base degli studi condotti da Vearncombe (1993) tali meccanismi di crescita sono attivi principalmente a livelli crostali medio-superficiali (in condizioni metamorfiche variabili dalla facies scisti verdi all'anchizona) dove la pressione dei fluidi può variare da idrostatica (fessura aperta) a maggiore/uguale della pressione litostatica (fessure confinate). Nel caso delle vene del sistema di M. Cascetto-Costa Moriglione condizioni prevalentemente idrostatiche potrebbero essere state dominanti durante la crescita del quarzo euedrale (*face controlled*) all'interno delle grandi cavità assiali (fino a $3 \times 2 \times 0,4$ metri). Il settore dei Monti Pisani che ospita queste vene si doveva trovare, comunque, ad una profondità tale da non permettere fenomeni di ebollizione (*boiling*) del fluido come testimoniato dall'assenza di inclusioni fluide a diverso rapporto liquido/vapore e dall'assenza delle tipiche tessiture del quarzo che si sviluppano in tali condizioni (*colloform*, *crustiform*, Dong *et al.*, 1995; Dowling e Morrison, 1990).

La circolazione idrotermale nel complesso metamorfico dei Monti Pisani

L'ampio spettro di tipologie di inclusioni fluide individuate nel quarzo dei principali sistemi di vene in estensione affioranti nel massiccio dei Monti Pisani (Tab. 1), può essere ricondotto a 3 fondamentali popolazioni di fluidi.

a) Una prima popolazione è rappresentata da fluidi (tipo I e tipo III) moderatamente salini (6,0-12,6% in peso in NaCl eq.) contenenti quantità variabili di CO_2 ($X_{\text{CO}_2} \leq 0,1$). Questi fluidi, le cui temperature minime di trapping si collocano tra 205 e 265°C, sono responsabili della deposizione del quarzo anedrale dei bordi massivi delle vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione e di M. Verruca. In particolare, nell'area di M. Cascetto-Costa Moriglione la circolazione idrotermale è stata caratterizzata da fluidi CO_2 -rich (tipo I), mentre il sistema idrotermale di M. Verruca era H_2O -dominante (tipo III).

I fluidi idrotermali del tipo I e III hanno interessato strutture tettoniche in estensione, connesse a strutture di prima fase, e concentrate prevalentemente nella parte più profonda della successione triassica (Formazione della Verruca), talvolta a stretto contatto con il basamento paleozoico. Inoltre la presenza di pirofillite nelle vene di quarzo (M. Cascetto) e la sua assenza nelle rocce incassanti sembrerebbe indicare che i fluidi ad $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ prima di raggiungere la zona di deposizione nelle «Anageniti minute» (o addirittura nelle «Quarziti bianco-rosa», M. Verruca) si trovavano in equilibrio con le sottostanti formazioni («Anageniti grossolane» e «Scisti viola») caratterizzate da un alto rapporto allumina/alcali e da pirofillite nella paragenesi metamorfica (Franceschelli *et al.*, 1987).

La distribuzione spaziale (massima frequenza nella formazione triassica più profonda dell'Unità di M. Serra: Formazione della Verruca) e la natura delle inclusioni del tipo I e III (presenza di CO_2 , moderata salinità) suggeriscono quindi che l'origine di questa popolazione di fluidi può essere verosimilmente ricercata nel processo di devolattizzazione sin-metamorfica subito dalla parte più profonda (basamento paleozoico, «Anageniti grossolane» e «Scisti viola») dell'Unità di M. Serra.

Questa popolazione di fluidi è peraltro confrontabile con quella di origine metamorfica caratteristica delle porzioni più profonde del complesso delle Alpi Apuane (Benvenuti *et al.*, 1992; Lattanzi *et al.*, 1994; Costagliola *et al.*, 1999).

b) Una seconda popolazione (inclusioni fluide del tipo II) è rappresentata da fluidi acquosi, appartenenti al sistema H_2O -NaCl-(KCl), caratterizzati da basse temperature minime di trapping (136-214°C) e salinità moderate (4,9-11,8% in peso in NaCl eq.). Questi fluidi sono ampiamente diffusi nel massiccio dei Monti Pisani ed appaiono responsabili della deposizione del quarzo eudrale presente nelle cavità assiali delle vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione e di M. Verruca, nonché nelle tension gashes a calcite dominante dell'area di S. Giuliano Terme. Per questi fluidi è verosimile una origine meteorica in uno stadio tardivo (post-picco termico) dell'evoluzione tettono-metamorfica del complesso dei Monti Pisani. Da quanto detto risulta quindi che i fluidi meteorici sono percolati attraverso le porzioni geometricamente più alte della successione stratigrafica (marmi di S. Giuliano Terme) fino ad interessare le discontinuità di primaria importanza (le

vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione), ma senza intervenire nei sistemi di vene minori, come ad esempio quelli incassati nelle «Quarziti s.l.» della Valle di Vorno.

c) La terza popolazione (inclusioni fluide del tipo IV e IIa) è rappresentata da fluidi ad elevata salinità (23-41% in peso in NaCl eq.) con temperature minime di trapping comprese tra 178 e 275°C. Queste brines saline appaiono responsabili della deposizione del quarzo eudrale nel sistema di vene in estensione della Valle di Vorno e di altri sistemi minori analoghi (S. Andrea, Colle di Compito, Guamo). L'origine di questi fluidi ad alta salinità può essere presumibilmente ricondotta all'interazione di fluidi idrotermali con formazioni e/o orizzonti evaporitici. Nel dettaglio, riteniamo che nell'area di indagine brines saline si siano formate durante l'evento tettono-metamorfico attraverso un meccanismo di lisciviazione e dissoluzione di letti evaporitici di cui vi è traccia negli «Scisti verdi» della formazione delle «Quarziti di Mt. Serra». Questa ipotesi genetica è confortata anche dal fatto che l'esclusiva paragenesi mineralogica degli «Scisti verdi» (Rau e Tongiorgi, 1974), data da gesso, carbonati ferriferi e pirite, è in grado di fornire una spiegazione della presenza di importanti contenuti di soluti, quali Ca^{++} , Fe^{++} e Mg^{++} in questi fluidi NaCl-rich.

Fluidi altamente salini e di variabile termalità, analoghi a questi, hanno circolato nel complesso metamorfico delle Alpi Apuane ed al contatto di questo con la Falda Toscana, lungo strutture deformative sin-D₂ (Benvenuti *et al.*, 1992; Costagliola *et al.*, 1999; Hodgkins e Stewart, 1994; Lattanzi *et al.*, 1994). Questi autori interpretano tali fluidi altamente salini come fluidi generati all'interno delle formazioni evaporitiche della base della Falda Toscana («Calcere Cavernoso»). Per quanto riguarda i fluidi ad alta salinità dei Monti Pisani, pur non escludendo un possibile contributo da orizzonti evaporitici «esterni» al «Verrucano» («Calcere cavernoso»), la notevole analogia tra le paragenesi mineralogiche degli «Scisti verdi» e delle vene della Valle di Vorno (S. Andrea, Colle di Compito, Guamo) sembrerebbe favorire l'ipotesi di una origine «interna» al «Verrucano» («Scisti verdi») da noi proposta.

Va inoltre sottolineato che gli «Scisti verdi» hanno rappresentato, durante l'evento tettono-metamorfico terziario, un livello di accumulo delle deformazioni duttili sin-D₁ (e sin-D₂) con completa ricristallizzazione delle associazioni mineralogiche originarie. Sulla base di tale comportamento è presumibile che gli «Scisti verdi» abbiano esercitato un maggiore controllo sulla composizione dei fluidi rispetto alle litologie quarzitiche e metarenitiche che oltre ad avere un minore contenuto in fillosilicati sono state interessate da deformazioni meno pervasive.

Le popolazioni di fluidi appena descritte ricadono in due distinti campi (A e B) nel grafico Th-salinità di Fig. 12.

Il campo A descrive fondamentalmente il sistema idrotermale che ha interessato le vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione e M. Verruca. Al-

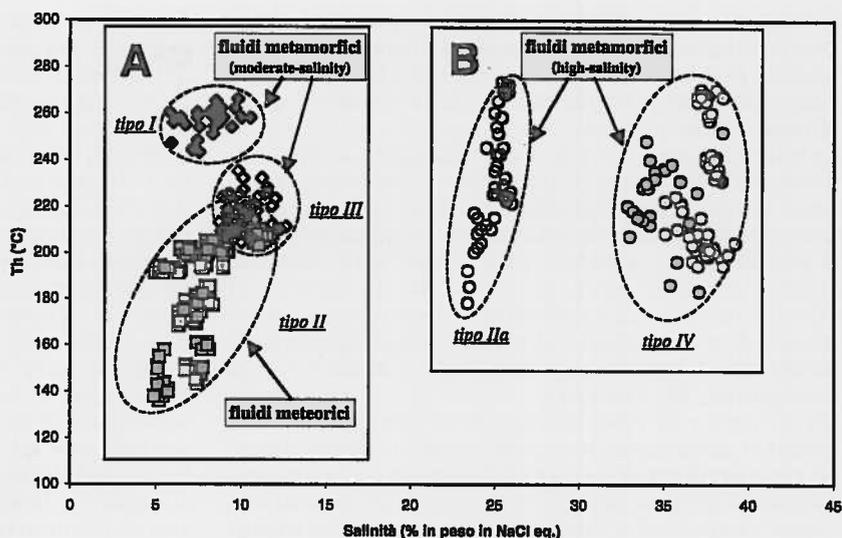


Fig. 12 - Grafico Th-salinità relativo alle popolazioni di fluidi presenti nel quarzo dei sistemi di vene in estensione dei Monti Pisani.

l'interno di questi sistemi di vene la circolazione idrotermale è evoluta attraverso una prima fase caratterizzata da fluidi prettamente metamorfici seguita poi da una fase in cui avviene il *mixing* con fluidi meteorici, sempre però in condizioni deformative coerenti con la prima fase deformativa. I fluidi metamorfici ad $H_2O \pm CO_2$ (tipo I e III) hanno circolato durante le fasi iniziali di apertura delle vene in estensione formando i bordi di quarzo a struttura massiva. Con la completa apertura di queste strutture tettoniche si è instaurata invece una circolazione idrotermale dominata da fluidi meteorici (tipo II) che hanno depositato cristalli di quarzo eudrale all'interno di cavità e druse. La coda di più bassa temperatura e salinità nel quadro evolutivo dei fluidi meteorici (Fig. 12) appare responsabile della deposizione del quarzo nelle tension gashes incassate nei marmi dell'area di S. Giuliano Terme.

Il processo di *mixing* tra fluidi metamorfici e meteorici osservato nel sistema di vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione non è un processo che avviene in modo progressivo nel tempo. Lo studio petrografico e microtermometrico delle inclusioni fluide ha infatti evidenziato la completa mancanza di gradienti di temperatura e composizione passando dal nucleo ai bordi dei cristalli eudrali (anche nei cristalli cresciuti con meccanismi differenziati tra nucleo e bordi: «Faden»). Viceversa si evidenzia una certa differenza di temperatura e salinità tra vene contigue (poche decine di metri) come se il processo di *mixing* fosse avvenuto, nelle diverse vene, con un rapporto, fluidi metamorfici/fluidi meteorici, diverso. Questa ipotesi sembra essere confermata dal fatto che la «diluizione» verso temperature più basse è tanto maggiore quanto maggiori sono le dimensioni delle vene e più alto il rapporto volumetrico tra quarzo eudrale di cavità e quarzo massivo. Ad esempio nella vena del versante nord di M. Cascetto ($30 \times 3 \times 0,20$ m) che conteneva la grande cavità di $3 \times 2 \times 0,6$ metri descritta in precedenza sono state osservate le

inclusioni fluide con più bassa temperatura di omogeneizzazione tra quelle studiate ($140^\circ C$).

Nel campo B ricadono invece i fluidi ad elevata salinità (tipo IV e IIa) rappresentativi del sistema idrotermale che ha interessato le vene della Valle di Vorno. Questi fluidi sono stati interessati da un progressivo raffreddamento tendenzialmente isosalino, avvenuto in un range di temperature simile a quello individuato per i fluidi metamorfici del campo A.

L'effetto di barriera idrologica esercitato dal livello degli «Scisti verdi» sembra essere testimoniato anche dalla mancanza di coesistenza e/o sovrapposizione, all'interno dello stesso sistema di vene, tra le due popolazioni di inclusioni fluide (campi A e B). L'unica eccezione potrebbe essere rappresentata dal locale ritrovamento di cristalli di anidrite nei primissimi stadi di apertura delle vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione e di M. Verruca. Tale ritrovamento potrebbe significare un primo arrivo, nella frattura appena formata, di fluidi ad alta salinità provenienti dai sovrastanti «Scisti verdi» successivamente «cancellati» dal massiccio arrivo dei fluidi ad $H_2O \pm CO_2$ e meteorici che depongono importanti quantità di quarzo.

La stima semi-quantitativa del rapporto tra i volumi di vene depositi dai fluidi ad alta salinità e quelli depositi dai fluidi ad $H_2O \pm CO_2$ + meteorici sembra infine indicare una notevole predominanza di questi ultimi sui primi. Tale osservazione enfatizza ulteriormente la maggiore importanza del sistema idrotermale metamorfico prodotto dai processi di devolatilizzazione nella parte profonda del complesso metamorfico rispetto a quello generatosi contemporaneamente nel livello degli «Scisti verdi».

CONCLUSIONI

Nel complesso metamorfico dei Monti Pisani, durante la prima fase deformativa alpina (D_1), si ha la forma-

zione, all'interno dei litotipi più competenti («Anageniti minute», «Quarziti verdi» e «Quarziti bianco-rosa»), di importanti sistemi di vene in estensione controllate preferenzialmente dalle cerniere delle strutture di prima fase.

La mineralogia delle vene rispecchia quella delle rocce incassanti e dei litotipi più pelitici che hanno agito come sorgenti dei fluidi metamorfici. Le paragenesi sono dominate dal quarzo associato a quantità minori di pirofillite, goethite pseudomorfa di siderite, clorite, ematite, pirite. La presenza di anidrite in cristalli prismatici, quasi sempre sostituiti da minerali argillosi, è limitata ai primi stadi di apertura di alcuni tipi di vene in estensione (M. Cascetto-Costa Moriglione, M. Verruca).

Da un punto di vista tectonico le vene presentano caratteri abbastanza omogenei e costanti nelle diverse zone studiate. Le tessiture osservate sono riconducibili a meccanismi di crescita del tipo *non directional controlled* e *face controlled* e solo in alcuni casi sono state osservate piccole vene in estensione formate mediante meccanismi del tipo *displacement controlled*. Sulla base degli studi condotti da Vearncombe (1993) tali meccanismi di crescita indicano un processo genetico sviluppatosi ad un livello crostale medio-superficiale dove la pressione dei fluidi può essere variata da idrostatica a maggiore/uguale della pressione litostatica.

I dati ottenuti dallo studio delle inclusioni fluide combinati con le informazioni geologico-strutturali e mineralogiche in nostro possesso individuano una stretta correlazione tra l'evento tettono-metamorfico terziario e l'origine/evoluzione dei fluidi idrotermali responsabili della formazione dei principali sistemi di vene del massiccio dei Monti Pisani. Nell'area di indagine, infatti, durante la prima fase deformativa (D₁) la formazione di strutture in estensione nella zona di cerniera delle principali anticlinali sembrerebbe avere attivato una circolazione idrotermale composta che consisteva di due fondamentali sistemi idrotermali coesistenti (Fig. 13):

- 1) un sistema idrotermale «inferiore», con fluidi ad H₂O-CO₂ e moderata salinità, confinato fondamentalmente nei membri competenti metarenitici e metaconglomeratici («Anageniti grossolane» e «Anageniti minute») della Formazione della Verruca;
- 2) un sistema idrotermale «superiore» con fluidi ad elevata salinità che ha interessato le «Quarziti verdi» e le «Quarziti bianco-rosa» sovrastanti il livello degli «Scisti verdi» della Formazione delle Quarziti di M. Serra.

L'ingresso di fluidi probabilmente meteorici subito dopo il raggiungimento del picco termico-deformativo sin-D₁ è testimoniato dalle evidenze di *mixing* nel sistema di vene in estensione di M. Cascetto-Costa Moriglione. Questi fluidi meteorici hanno raggiunto il sistema idrotermale «inferiore» e sono stati convogliati nelle importanti strutture in estensione li presenti. Viceversa gli stessi fluidi apparentemente non avrebbero interagito con i fluidi altamente salini del sistema idrotermale superiore ospitati in strutture in estensione di minore entità.

Sulla base di una tale ricostruzione del regime idrologico e dei dati mineralogici delle vene nell'area dei Monti Pisani è possibile inoltre affermare che i fluidi metamorfici hanno avuto una probabile origine interna alla successione silicoclastica terrigena triassica, preferenzialmente legata ai membri filladici. In particolare, le varie unità litostratigrafiche del «Verrucano» hanno esercitato un controllo sulla natura e composizione dei fluidi nonché influenzato il tipo di circolazione e migrazione della circolazione idrotermale (barriere idrologiche, tipo di fratturazione). Riguardo a ciò, è esemplificativo il comportamento del membro 1 («Scisti verdi») della formazione della Verruca, il quale ha rappresentato sia la sorgente di *brines* saline sia una sorta di barriera idrologica di separazione tra il circuito idrotermale «superiore» ad alta salinità da quello «inferiore» a bassa salinità.

L'ingresso, in contesti metamorfici, di fluidi meteorici è ritenuto indicativo di un regime idrologico caratteristico delle fasi tardive distensive dell'evoluzione dei complessi metamorfici (Ilchick e Barton, 1997; Kerrych, 1988; Beaudouin *et al.*, 1992). Nel caso dei Monti Pisani l'ingresso di fluidi meteorici contemporaneamente o subito dopo il raggiungimento del picco termico-deformativo sin-D₁ si aggiunge alla evidenza di una fase D₂ che produce deformazioni poco intense e senza blastesi metamorfica. Questa osservazione enfatizza la rapidità con cui il complesso metamorfico dei Monti Pisani è passato da condizioni metamorfiche (fase D₁) a condizioni non metamorfiche (fase D₂), il tutto a livelli crostali abbastanza superficiali, ed in un contesto deformativo tale da permettere il rapido ingresso di discrete quantità di fluidi meteorici. Questo quadro sottolinea ancora una volta le differenze esistenti con il complesso metamorfico delle Alpi Apuane dove si osserva un limitato ingresso di fluidi meteorici nel sistema metamorfico solo durante la fase D₂ (Costagliola *et al.*, 1999).

Il modello appena descritto (Fig. 13), essendo basato su un numero limitato di osservazioni geologiche, mineralogiche e di inclusioni fluide, va considerato come un primo contributo, non definitivo, allo studio dell'evoluzione dei fluidi metamorfici in rapporto ai processi tettono-metamorfici avvenuti nei Monti Pisani. Tenendo conto del complesso assetto strutturale dei Monti Pisani è probabile che la suddivisione attuata, in due circuiti idrotermali (superiore ed inferiore), risulti eccessivamente schematica ed applicabile principalmente alla sola grande struttura anticlinale di Buti-M. Cascetto-Passo di Croce. Evidenze di circolazione di fluidi del sistema «inferiore» all'interno della Formazione delle Quarziti di M. Serra si hanno dallo studio delle vene in estensione del sistema del M. Verruca. In situazioni dove la Formazione della Verruca è sovrapposta tettonicamente alla Formazione delle Quarziti di M. Serra abbiamo invece la circolazione di fluidi ad alta salinità (appartenenti al sistema «superiore») all'interno della Formazione della Verruca (dati preliminari di inclusioni fluide su shear veins incassate negli «Scisti violetti» del versante sud di M. Lombardona). È quindi logi-

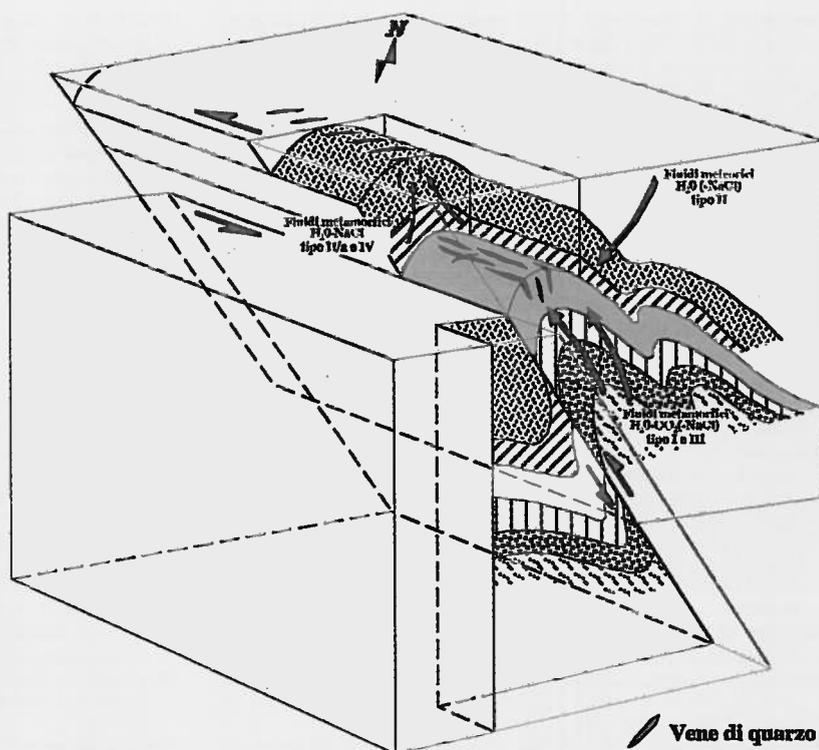


Fig. 13 - Block-diagram schematico della anticlinale di Buti-M. Cascetto-Campo di Croce. È stata evidenziata la posizione e la geometria dei sistemi di vene di M. Cascetto-Costa Moriglione e di Vorno rispetto alla faglia inversa (con presunta componente trascorrente) che passa alla base dell'anticlinale. Sono stati rappresentati anche i due sistemi idrotermali metamorfici ed il presunto sistema di fluidi metamorfici discussi nel testo. Simboli delle litologie come in Fig. 3.

co aspettarsi che un infittimento dei dati di inclusioni fluide e delle osservazioni strutturali su altri sistemi di vene possa permettere una maggiore definizione dei processi di circolazione idrotermale all'interno del complesso metamorfico dei Monti Pisani. Infine, il sovrapporsi di indizi strutturali (*transected folds*, lineazioni di estensione parallele agli assi delle pieghe F_1 , orientazione delle vene in estensione) a favore di una importante componente traspressiva durante l'evento deformativo terziario suggerisce la necessità di studi di maggior dettaglio che chiariscano il contesto tettonico regionale in cui si sviluppò il singolare assetto strutturale e la circolazione idrotermale metamorfica dei Monti Pisani.

RINGRAZIAMENTI

Un vivo ringraziamento va a tutti coloro che hanno messo a nostra disposizione campioni per studio ed informazioni per l'individuazione degli affioramenti delle vene. In particolare vogliamo ringraziare i sigg. Angelo Da Costa, Carlo Farulli, Nedo Garzetti, Marco Lorenzoni, Giancarlo Marchetti, Luciano Pellegrini, Ugo Quilici e Moreno Romani.

Ringraziamo il Prof. Marco Tongiorgi ed il Prof. Alberto Tognoli per averci indicato l'ubicazione di alcune vene nella zona del M. Verruca ed il Prof. Marco Franzini ed il Dott. Natale Parchiazzi per avere sostenuto l'organizzazione e lo svolgimento della Mostra temporanea «Cristalli di Monte» - Il quarzo dei Monti Pisani presso il Museo di Storia Naturale e del Territorio dell'Università di Pisa, Certosa di Calci (estate '96) che ha rappresentato l'ideale punto di partenza di questo studio. Infine ringraziamo la Dott.ssa Elena Bonaccorsi ed il Prof. Antonio Rau per gli utili suggerimenti apportati al manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- Beaudouin, G., Taylor, B.E., Sangster, D.F., 1992. Silver-lead-zinc veins and crustal hydrology during Eocene extension, southeastern British Columbia, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 3513-3529.
- Benvenuti, M., Cortecchi, G., Costagliola, P., Lattanzi, P., Ruggieri, G., Tanelli, G., 1992. The metamorphic-hosted precious- and base-metal deposits of the Bottino-Valdicastello region (Apuan Alps, Tuscany): an overview. *Acta Vulcanol.*, 2: 45-54.
- Blount, C.W., Dickson, F.W., 1969. The solubility of anhydrite (CaSO_4) in $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ from 100 to 450°C and 1 to 1000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33: 227-245.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684.
- Carmignani, L., Kligfield, R., 1990. Crustal extension in the Northern Apennines: transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*, 9: 1275-1303.
- Carosi, R., Montomoli, C., 1996. Transected fold nel Verrucano dei Monti Pisani (Appennino Settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, 103: 87-93.
- Carosi, R., Leoni, L., Tamponi, M., 1993. Temperature di metamorfismo e «cristallinità» dell'illite nell'Unità di S. Maria del Giudice (Monti Pisani, Appennino Settentrionale). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, 99,1992: 161-173.
- Carosi, R., Cerbai, N., Montomoli, C., 1995. Deformation history of the Verrucano of Pisani Mts. (Northern Apennines, Italy). *Annales Tectonicae*, 9: 55-74.
- Cesalpino, A., 1596. *De Metallicis Libri Tres*. Arezzo.
- Collins, P.L.F., 1979. Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, 74: 1435-1444.
- Costagliola, P., Benvenuti, M., Lattanzi, P., Tanelli, G., 1998. Metamorphogenic barite-pyrite (Pb-Zn-Ag) veins at Pollone, Apuan Alps, Tuscany: vein geometry, geothermobarometry, fluid inclusions and geochemistry. *Mineral. and Petrol.*, 62: 29-60.

- Costagliola, P., Benvenuti, M., Maineri, C., Lattanzi, P., Ruggieri, G., 1999. Fluid circulation in the Apuane Alps core complex: evidence from extension veins in the Carrara marble. *Mineral. Magazine*, 63: 111-122.
- Cox, S.F., Etheridge, M.A., 1983. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructure. *Tectonophysics*, 92: 147-170.
- D'Achiardi, A., 1873. *Mineralogia della Toscana*. Vol. 1 e 2, Tipografia Nistri, Pisa.
- Dal Riccio, A., 1597. *Trattato delle pietre*. Firenze.
- Dini, A., 1992. Contributo alla minerogenesi dei giacimenti mercuriferi delle Alpi Apuane. Tesi di Laurea, Università di Pisa, 148 pp.
- Dong, G., Morrison, G.W., Jaireth S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland - classification, origin, and implication. *Econ. Geol.*, 90: 1841-1856.
- Dowling, K., Morrison, G.W., 1990. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Econ. Geol. Monograph*, 6: 342-355.
- Franceschelli, M., Leoni, L., Memmi, I., Puxeddu, M., 1986. Regional distribution of Al-silicates and metamorphic zonation in the low-grade Verrucano metasediments from the Northern Apennines, Italy. *J. Metamorphic Geol.*, 4: 309-321.
- Franceschelli, M., Leoni, L., Sartori, F., 1987. Geochemistry and mineralogy of detritic rocks from Verrucano type-sequences of Northern Apennines (Monti Pisani and Punta Bianca), Italy. *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.*, 42: 13-31.
- Franzini, M., 1993. Le pietre toscane nella edilizia medioevale della città di Pisa. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49: 233-244.
- Giannini, E., Nardi, R., 1965. Geologia della zona nord-occidentale del Monte Pisano e dei Monti d'Oltre Serchio (Prov. di Pisa e Lucca). *Boll. Soc. Geol. It.*, 84: 198-270.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Econ. Geol.*, 83: 197-202.
- Hodgkins, M.A., Stewart, K.G., 1994. The use of fluid inclusions to constrain fault zone temperature and kinematic history: an example from the Alpi Apuane, Italy. *J. Struct. Geol.*, 16: 85-96.
- Hodgson, C.J., 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geol. Rev.*, 4: 231-273.
- Ilchick, R.P., Barton, M.D., 1997. An amagmatic origin of Carlin-type gold deposits. *Econ. Geol.*, 92: 269-288.
- Kerrich, R., 1988. Detachment zones of Cordilleran metamorphic core complexes: Thermal fluid and metasomatic regimes. *Geol. Rundsch.*, 77: 157-182.
- Lattanzi, P., Benvenuti, M., Costagliola, P., Tanelli, G., 1994. An overview on recent research on the metallogeny of Tuscany, with special reference to the Apuane Alps. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48: 613-625.
- Orlandi, P., Franzini, M., 1994. I minerali del marmo di Carrara. Cassa di Risparmio di Carrara, 109 pp.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. *Micro-Tectonics*. Springer Verlag Ed., Berlin, 289 pp.
- Pelloux, A., 1929. Sopra alcuni minerali della regione marmifera del massese nelle Alpi Apuane. *Atti Accademia Lunigianese di Scienze «G. Capellini»*, 10: 19-24.
- Ramsay, J.G., 1980. The crack-seal mechanism of rock deformation. *Nature*, 284: 135-139.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology*. 2 Vol., Academic Press, Toronto.
- Rau, A. e Tongiorgi, M., 1974. Geologia dei Monti Pisani a SE della Valle del Guappero. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 227-408.
- Richards, R.P., 1990. The origin of Faden quartz. *Mineralogical Record*, 21: 191-201.
- Roedder, E., 1984. *Fluid Inclusions*. *Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644 pp.
- Schwartz, M.O., 1989. Determining phase volumes of mixed CO₂-H₂O inclusions using microthermometric measurements. *Mineral. Deposita*, 24: 43-47.
- Shepherd, T., Rankin, A.H., Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Study*. Blackie & Son Ltd, Glasgow, 239 pp.
- Targioni Tozzetti, G., 1777. *Relazione di alcuni viaggi fatti in diverse parti della Toscana per osservare le produzioni naturali, e gli antichi monumenti di essa*. Firenze.
- Tongiorgi, M., Rau, A. e Martini, I.P., 1977. Sedimentology of early-alpine, fluvio-marine, clastic deposits (Verrucano, Triassic) in the Monti Pisani (Italy). *Sedimentary Geol.*, 17: 311-332.
- Vearncombe, J.R., 1993. Quartz vein morphology and implication for formation depth and classification of Archean gold-vein deposits. *Ore Geol. Rev.*, 8: 407-424.

(ms. pres. il 22 luglio 1997; ult. bozze l'11 settembre 1998)