

R. CAROSI (**), L. LEONI (**), M. TAMPONI (*)

TEMPERATURE DI METAMORFISMO E «CRISTALLINITÀ»
DELL'ILLITE NELL'UNITÀ DI S. MARIA DEL GIUDICE
(MONTI PISANI, APPENNINO SETTENTRIONALE)***

Riassunto — Sono state effettuate stime delle temperature di metamorfismo nell'unità tettonica di S. Maria del Giudice (Monti Pisani), appartenente alla «Falda Toscana metamorfica». Le temperature sono state determinate attraverso il geotermometro calcite-dolomite su 25 campioni di marmo appartenenti alla Formazione del Calcere Ceroide. I risultati ottenuti indicano temperature massime di metamorfismo di circa $380 \pm 30^\circ\text{C}$.

Determinazioni microanalitiche del contenuto di MgCO_3 eseguite su numerosi cristalli di calcite non hanno evidenziato la presenza di fenomeni di disequilibrio alla scala del campione. Questi dati suggeriscono che le temperature stimate riflettono quelle del picco del metamorfismo.

Su 20 campioni provenienti dalla stessa Unità ma appartenenti alle Formazioni del Calcere Selcifero, Marne a Posidonia e Scaglia è stata effettuata la misura dell'indice di «cristallinità» dell'illite (indice di Kübler). Queste misure ($\Delta 2\theta = 0.22^\circ$) indicano condizioni di metamorfismo tipiche dell'epizona franca ($T > 350^\circ\text{C}$). Questi valori sono da considerarsi in buon accordo con quelli ottenuti attraverso il geotermometro calcite-dolomite.

In base alle osservazioni microstrutturali, le temperature ottenute sono da attribuire al picco del metamorfismo connesso con la principale fase compressiva (D1).

Abstract — *Temperatures of metamorphism and illite «crystallinity» in the S. Maria del Giudice Unit of the Monti Pisani (Northern Apennines, Italy).* The calcite-dolomite geothermometer has been applied on 25 samples of marble belonging to the Calcere Ceroide Formation (S. Maria del Giudice Unit). The results point to maximum metamorphic temperatures of $380 \pm 30^\circ\text{C}$.

Such temperatures have been regarded as those closest to the peak of metamorphism in the «Metamorphic Tuscan Nappe» of the Monti Pisani Area.

The relationships between blastesis and deformations suggest that such thermal conditions were reached during the main compressive deformation phase (D1).

(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Via S. Maria 53, 56126 Pisa.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra e Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR, Via S. Maria 53, 56126 Pisa.

(***) Questo lavoro è stato realizzato con i contributi finanziari del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, CNR - Pisa e M.U.R.S.T..

Microprobe analyses of $MgCO_3$ contents in calcites indicates that no appreciable reequilibration of calcites occurred during the later D2 phase.

Illite «crystallinity» (Kübler index) measured on 20 shaly samples collected in the Calcare Selcifero, Marne a Posidonia and Scaglia Formations, belonging to the same tectonic unit, indicates epizone metamorphic condition ($\Delta T = 0.22^\circ$).

Key words — «Metamorphic Tuscan Nappe», Monti Pisani, Structural setting, Calcite-dolomite geothermometer, Illite «crystallinity».

INTRODUZIONE

L'assetto strutturale fondamentale dei Monti Pisani è determinato dalla sovrapposizione tettonica delle Unità di S. Maria del Giudice e del Monte Serra (RAU & TONGIORGI, 1974). Esse sono costituite da un substrato paleozoico, al di sopra del quale giacciono in discordanza sedimenti clastici (Verrucano), cui fanno seguito i depositi post-triassici della «Falda Toscana metamorfica» (GIANNINI & NARDI, 1965; RAU & TONGIORGI, 1974). Dal punto di vista paleogeografico, le successioni affioranti nei Monti Pisani fanno parte dell'Unità di Massa (RAU & TONGIORGI, 1974). La stratigrafia delle Unità di S. Maria del Giudice e del Monte Serra è da tempo conosciuta in dettaglio (RAU & TONGIORGI, 1974), mentre le condizioni metamorfiche di tali unità sono note solo a grandi linee (FRANCESCHELLI *et al.*, 1986). Pochi dati esistono infine sull'assetto strutturale dell'intera area dei Monti Pisani.

In questa nota vengono riportati alcuni dati preliminari sull'assetto strutturale dei Monti Pisani e sulle temperature di metamorfismo ottenute dallo studio di alcuni campioni provenienti dall'Unità di S. Maria del Giudice (Fig. 1). Le temperature sono state stimate attraverso il contenuto di $MgCO_3$ (moli %) della calcite coesistente con dolomite (GOLDSMITH & GRAF, 1958; BICKE & POWELL, 1977).

Le misure del contenuto di $MgCO_3$ (moli %) della calcite, oltre che per via diffrattometrica, sono state effettuate anche per via microanalitica mediante sistema EDAX PV 9900 connesso ad un microscopio elettronico a scansione Philips 515.

Su alcuni campioni a forte componente pelitica, appartenenti alle Formazioni del Calcare Selcifero, Marne a Posidonia e Scaglia dell'Unità di S. Maria del Giudice (Fig. 1), sono state eseguite anche misure di «cristallinità» dell'illite (indice di Kübler).

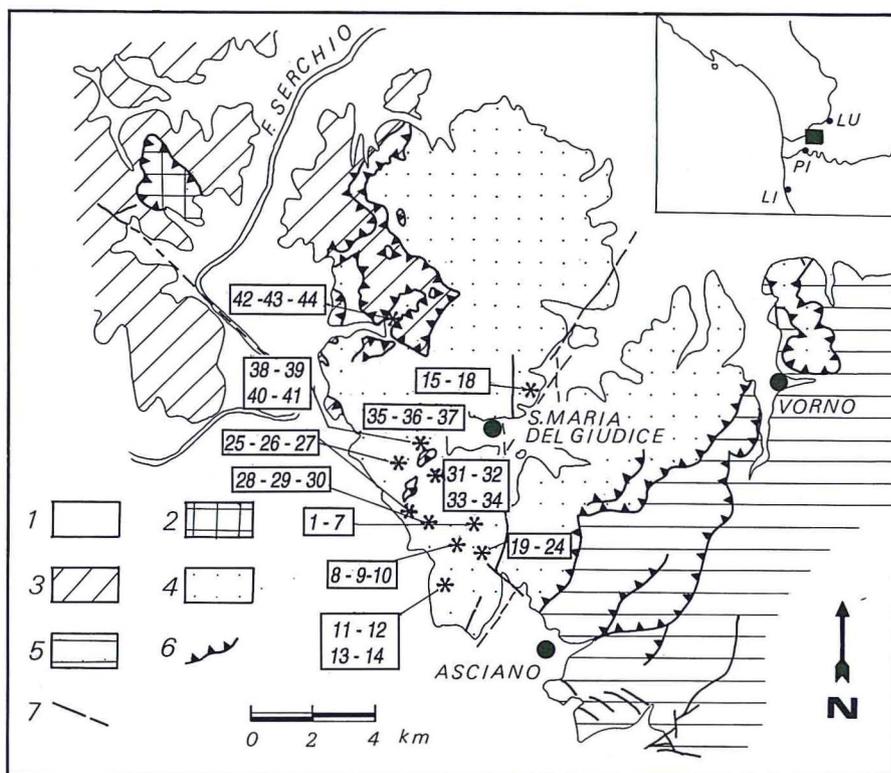


Fig. 1 - Schema tettonico dell'area NW dei Monti Pisani (da RAU & TONGIORGI, 1974) e ubicazione dei campioni analizzati. 1) Depositi recenti; 2) Unità Liguri s.l.; 3) Falda Toscana non metamorfica; 4) «Falda Toscana metamorfica»: Unità di S. Maria del Giudice; 5) Unità di Monte Serra; 6) Principali sovrascorrimenti; 7) Principali faglie dirette.

QUADRO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Le indagini meso e microstrutturali finora condotte sulle Unità di S. Maria del Giudice e di M. Serra hanno permesso di ricostruire un'evoluzione tettonica con caratteristiche geometriche analoghe nelle due unità. Il quadro deformativo può essere così schematizzato:

FASE D1: la prima fase deformativa (D1) è caratterizzata da una scistosità penetrativa sinmetamorfica, classificabile come *slaty cleavage*, che talvolta traspone il *layering* sedimentario S0, con il quale forma angoli piccoli sui fianchi delle pieghe coeve (Fig. 2) e mostra un diverso sviluppo a secondo della litologia osservata. La scistosità

S1 è associata a pieghe, variabili da strette fino ad isoclinali, con cerniere ispessite e fianchi assottigliati, relativamente frequenti a scala metrica e/o centimetrica (Fig. 2). Le direzioni degli assi delle pieghe di prima fase e delle intersezioni S0-S1, hanno generalmente direzione NW-SE.

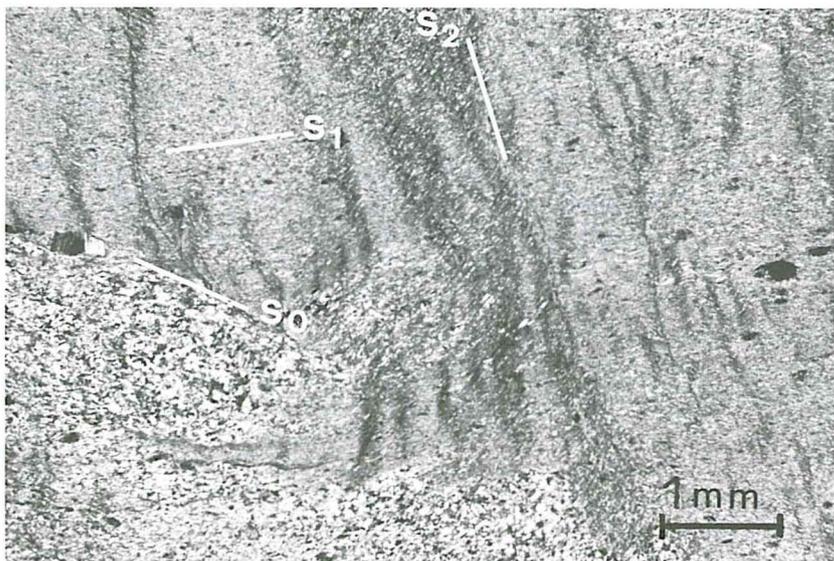


Fig. 2 - Microfotografia mostrante i rapporti tra le superfici S0, S1 ed S2 in una fillade (Formazione di Monte Serra). Si noti la piega F1 ripiegata dalla fase D2. Nicols +.

Sulla scistosità S1 sono osservabili lineazioni di massimo allungamento che materializzano l'asse X dell'ellissoide della deformazione finita. Le lineazioni sono evidenziate da:

a) code di ricristallizzazione di quarzo intorno a clasti e a cristalli di pirite; b) «reduction spots» di forma ellissoidale (scisti violetti); c) fibre di quarzo e/o calcite cristallizzate negli spazi aperti tra livelli boudinati durante la fase D1. Le direzioni delle lineazioni L1 variano da N130E fino a N40E, quindi da sub-parallele ad ortogonali rispetto agli assi delle pieghe F1.

La fase D1 produce il maggiore raccorciamento ed è responsabile della maggior parte delle deformazioni penetrative osservabili e di alcune strutture a scala chilometrica (RAU & TONGIORGI, 1974). Con-

temporaneamente a questo evento deformativo si originano i sovrascorrimenti tra le unità tettoniche.

Sulla scistosità S1 si può osservare la crescita di specie mineralogiche quali: quarzo, albite, calcite, clorite, miche chiare e ossidi. Quindi è presente un episodio metamorfico M1 sincrono con la fase D1, collocabile nel basso grado metamorfico (FRANCESCHELLI *et al.*, 1986).

FASE D2. In tutti gli affioramenti sono osservabili deformazioni plicative, a tutte le scale, della scistosità S1 (Fig. 2). Le pieghe F2 hanno geometria variabile, da concentriche a simili. Sono frequenti pieghe aperte, a *chevron* e talora a ginocchio, con piani assiali a giacitura variabile, ma per lo più poco inclinata o sub-orizzontale, frequentemente non cilindriche anche alla mesoscala.

La foliazione di piano assiale è costituita da un *crenulation cleavage* poco evoluto (Fig. 2), collocabile, nei livelli meno competenti, negli stadi 1-3 della suddivisione di BELL & RUBENACH (1983). A questa foliazione non sembrano associate blastesi metamorfiche significative. La foliazione S2 non è penetrativa ed il suo sviluppo è fortemente condizionato dalla natura del litotipo in cui si manifesta. Le direzioni degli assi A2 sono estremamente variabili: da N40E a N125E nell'Unità di S. Maria del Giudice e da N110E a N170E nell'unità di Monte Serra, con inclinazioni molto blande. Spesso le pieghe attribuite alla fase D2 hanno caratteristiche geometriche e giacitura degli elementi strutturali associati assai variabili. In alcuni casi si può osservare (Unità del Monte Serra) la stretta associazione tra pieghe D2 rovesciate e piani di taglio a basso angolo di tipo estensionale.

Talvolta è forse possibile riconoscere generazioni successive di strutture locali, che però possono essere ricondotte allo sviluppo di una deformazione progressiva all'interno della stessa fase D2.

La sovrapposizione degli eventi deformativi (D1 e D2) ha prodotto *patterns* di interferenza di tipo variabile in relazione alle variazioni di orientazione degli assi delle pieghe e della giacitura dei relativi piani assiali; tuttavia risulta assai frequente il tipo 3 di RAMSAY (1967) (Fig. 2).

METODOLOGIE ANALITICHE

La determinazione del contenuto di $MgCO_3$ (moli %) della calcite coesistente con dolomite è stata effettuata per via diffrattome-

trica mediante la misura della distanza interplanare del riflesso (104) (GOLDSMITH & GRAF, 1958) utilizzando il quarzo come standard interno.

La determinazione microanalitica del contenuto in $MgCO_3$ (moli %) della calcite è stata ottenuta per mezzo del sistema a dispersione di energia EDAX PV 9900 collegato ad un microscopio elettronico a scansione Philips 515. Le condizioni di lavoro erano le seguenti: 20 Kv, diametro del fascio elettronico: 0.2 μm . Le intensità nette delle righe caratteristiche dei vari elementi sono state corrette con la procedura ZAF del programma NBS Frame-C (MICKLEDUST *et al.*, 1978; RUSS, 1979). Le procedure di lavoro sono quelle riportate in LEONI *et al.*, 1989. Le determinazioni microanalitiche sono state eseguite per verificare: a) le variazioni del contenuto di Mg nella calcite all'interno di ciascun campione; b) la presenza di significative quantità di Fe e Mn.

Poiché in tutti i campioni analizzati i cristalli di calcite e di dolomite non mostrano apprezzabili contenuti di Fe e Mn (< 0.1% in peso), la stima delle temperature del metamorfismo è stata effettuata mediante l'equazione di BICKE & POWELL (1977) utilizzando i contenuti di $MgCO_3$ (moli %) della calcite ottenuti per via diffrattometrica. L'errore di misura nella determinazione diffrattometrica del riflesso (104) della calcite è di circa $\pm 0.01^\circ$ ($\Delta 2\theta$). Questo comporta un errore di ± 0.2 moli % nella determinazione del contenuto di $MgCO_3$, che si traduce in un errore di $\pm 30^\circ C$ nella stima delle temperature di metamorfismo.

La misura dell'indice di «cristallinità» dell'illite (larghezza a metà altezza del picco a 10 Å espressa in $\Delta 2\theta$) (KÜBLER, 1984, 1990) è stata effettuata sulla frazione inferiore a 2 μm sedimentata su vetro e trattata con glicole etilenico. La densità dei preparati così ottenuti è risultata sempre superiore a 2 mg/cm², valore critico suggerito da FREY (1988) per evitare la comparsa di valori di «cristallinità» non attendibili. Le condizioni strumentali nelle quali si è operato sono le seguenti: radiazione Cu $K\alpha$ filtrata con Nichel; 40 Kv, 20 mA; fenditure di divergenza e di focalizzazione: 1/2°; fenditura di ricezione: 0.2 mm; velocità della carta: 0.25° $\Delta 2\theta$ al minuto; costante tempo: 4. I valori della «cristallinità» dell'illite sono stati calibrati rispetto a quelli del laboratorio dell'Università di Neuchâtel mediante l'impiego di standard forniti da B. Kübler.

Per il limite anchizona/epizona è stato assunto il valore di «cristallinità» di 0.25° ($\Delta 2\theta$) (KÜBLER, 1984; 1990).

L'errore sulla misura della «cristallinità» dell'illite risulta di $\pm 0.01^\circ$ ($\Delta 2\theta$) (ROBINSON *et al.*, 1990).

DATI RACCOLTI E LORO DISCUSSIONE

Geotermometro calcite-dolomite

I campioni di marmo esaminati appartengono tutti alla Formazione del Calcere Ceroide dell'Unità di S. Maria del Giudice. In Fig. 1 è mostrata la loro località di provenienza. Si tratta di marmi quasi puri costituiti da calcite e dolomite in proporzioni variabili. In sezione sottile mostrano strutture da granoblastiche a subpoligonali, senza marcate orientazioni preferenziali. La dimensione massima dei cristalli risulta di 150-200 μm , con una media di 50-60 μm .

Nell'istogramma di Fig. 3 sono riportati i contenuti di MgCO_3

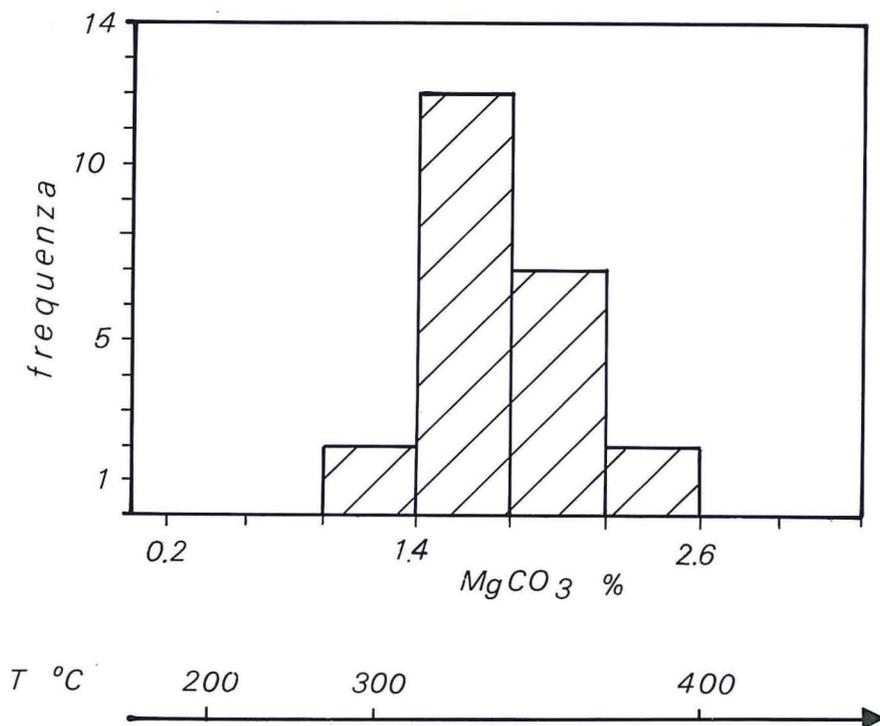


Fig. 3 - Istogramma di frequenza relativo al contenuto di MgCO_3 (moli %), misurato per via diffrattometrica. L'ampiezza delle classi di frequenza è stata scelta pari a 2σ . Nella parte inferiore della tabella sono riportate anche le temperature stimite mediante l'equazione di BICKE & POWELL (1977).

(moli %) della calcite (coesistente con dolomite) stimati per via diffrattometrica e le temperature di metamorfismo calcolate dall'equa-

zione di BICKE & POWELL (1977). L'ampiezza delle classi di composizione nell'istogramma di Fig. 3 è stata scelta pari a 2σ (± 0.2 moli %). Il contenuto di MgCO_3 stimato per via diffrattometrica varia da 1.0 a 2.6 moli %, con un massimo di frequenza intorno a 1.8 moli %.

In Tab. 1, per alcuni campioni di marmo sono riportati, insieme

TAB. 1 - Confronto tra i contenuti di MgCO_3 (moli %) misurati per via microanalitica e quelli misurati per via diffrattometrica.

σ = Deviazione standard; N = numero di misure.

Campione	Diffrattometria		Microanalisi	
	MgCO_3 (moli %)	MgCO_3 (moli %)	σ	N
2	1.42	1.54	0.20	28
5	1.75	1.80	0.16	23
8	1.75	1.90	0.13	24
10	1.75	1.85	0.13	28
11	1.75	1.77	0.13	19
15	2.08	1.97	0.13	7

ai dati ottenuti per via diffrattometrica, i risultati microanalitici ottenuti sui nuclei di cristalli di calcite di uno stesso campione; dei dati microanalitici vengono riportate le medie dei valori ottenuti e la relativa deviazione standard. L'esame dei dati riportati in Tab. 1 evidenzia una buona omogeneità del contenuto di MgCO_3 alla scala del campione ed una buona corrispondenza tra dati microanalitici e dati diffrattometrici.

Numerose trasversali effettuate sui cristalli di calcite di maggiori dimensioni (150-200 μm) (Fig. 4) e alcune condotte su cristalli di dolomite non hanno evidenziato apprezzabili zonature del contenuto di MgCO_3 . Le variazioni relative ai cristalli di calcite osservabili in Fig. 4 appaiono dovute essenzialmente ad errori strumentali (± 0.2 moli % di MgCO_3). L'assenza di zonature e la sostanziale omogeneità del contenuto di MgCO_3 nei cristalli di calcite appartenenti allo stesso campione suggerisce un sostanziale equilibrio alla scala del singolo campione. La stessa cosa non si può dire alla scala dell'affioramento, dove i dati di Tab. 1 e Fig. 3 indicano significative variazioni del contenuto di MgCO_3 nell'ambito dei campioni esaminati. Variazioni di questo tipo sono comunque piuttosto comuni in rocce carbonatiche interessate da metamorfismo regionale in facies di scisti verdi. Esse ven-

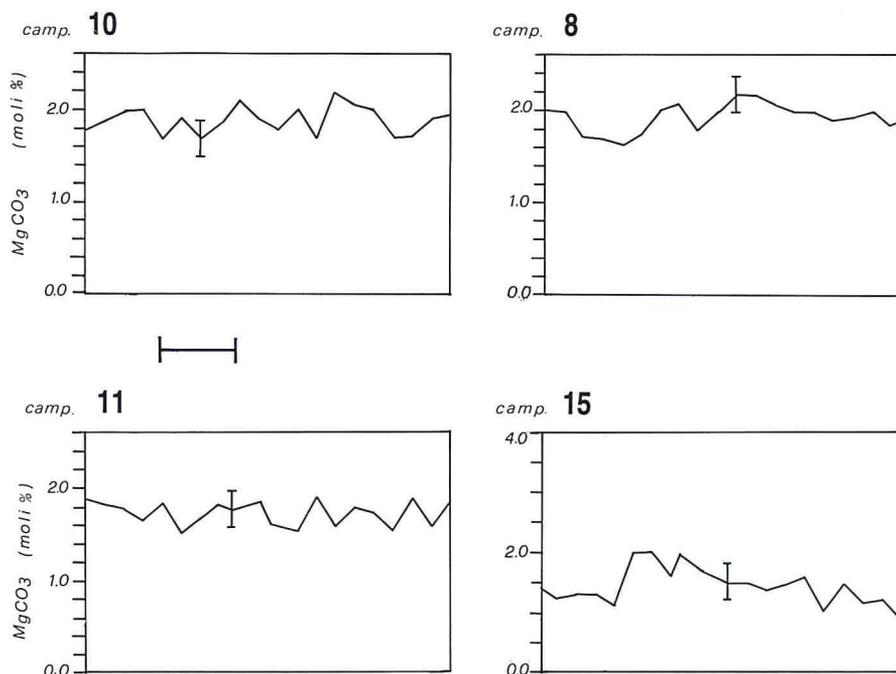


Fig. 4 - Variazioni del contenuto di MgCO₃ (moli %) nei cristalli di calcite. I dati si riferiscono ai cristalli di maggiori dimensioni ($\approx 200 \mu\text{m}$). La barra verticale rappresenta l'errore analitico, quella orizzontale corrisponde ad una distanza di circa $20 \mu\text{m}$. Nella figura è specificata la sigla del campione analizzato (vedi Fig. 1).

gono generalmente interpretate come dovute ad una perdita di Mg da parte della calcite durante i processi deformativi successivi al picco del metamorfismo (KRETZ, 1988) o anche come dovute ad un non perfetto riequilibrio dei carbonati al picco del metamorfismo (DI PISA *et al.*, 1985; FAIRCHILD, 1985).

Nel caso dei marmi dell'Unità di S. Maria del Giudice, non vi sono evidenze certe su quale dei due meccanismi sia stato più importante. L'assenza di zonature (sia dirette che inverse) nei cristalli di calcite, anche in quelli di dimensioni più grosse ($150\text{-}200 \mu\text{m}$) e/o l'assenza di smescolamenti di dolomite sia a livello microscopico che submicroscopico non consentono di precisare le cause della variabilità del contenuto di MgCO₃ nelle calciti osservata in campioni provenienti da località diverse. È probabile che la perdita di MgCO₃ da parte delle calciti sia legata principalmente a processi di ricristallizzazione dei carbonati avvenuti a temperature più basse

di quelle del picco del metamorfismo, durante le fasi tardive di deformazione. Essi possono avere operato con la stessa intensità alla scala del singolo campione ma con intensità diversa alla scala dell'affioramento, dove fattori come chimismo, porosità, fratturazione, natura e abbondanza dei fluidi hanno, localmente, una diversa influenza.

Assumendo per i Monti Pisani una pressione simile a quella stimata nel vicino nucleo metamorfico delle Alpi Apuane (DI PISA *et al.*, 1985; FRANCESCHELLI *et al.*, 1986; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) i contenuti di $MgCO_3$ stimati per via diffrattometrica indicano per i campioni esaminati temperature di metamorfismo variabili da 285 a 410°C. La buona concordanza tra dati diffrattometrici e dati microanalitici, l'assenza di zonature come pure di smescolamenti dolomitici all'interno dei cristalli di calcite, fanno ritenere che le temperature massime deducibili dall'istogramma di Fig. 3 ($\approx 380 \pm 30^\circ C$) possano rappresentare una buona stima delle temperature raggiunte al picco del metamorfismo.

«Cristallinità» dell'illite

I dati relativi alle misure dell'indice di «cristallinità» dell'illite (indice di Kübler) sono riportati in Tab. 2. La tabella mostra che i valori dell'indice di «cristallinità» dell'illite variano da $0.18^\circ (\Delta 2\theta)$ a $0.25^\circ (\Delta 2\theta)$, con un valore medio di $0.22^\circ (\Delta 2\theta)$. Sulla base dei valori del parametro assunti per il limite anchizona/epizona ($\Delta 2\theta = 0.25^\circ$), possiamo affermare che i campioni esaminati appartengono all'epizona franca.

Poiché questo limite corrisponde a temperature di circa 300-350°C (KISCH, in FREY, 1988), i valori di «cristallinità» osservati indicano temperature certamente più elevate di questi valori. Esse appaiono quindi in buon accordo con i valori di temperatura ottenuti attraverso il geotermometro calcite-dolomite e confermano che i valori massimi stimati nei marmi con tale geotermometro sono da considerarsi certamente prossimi alle temperature raggiunte al picco del metamorfismo.

CONCLUSIONI

Le temperature stimate per mezzo del geotermometro calcite-dolomite (BICKE & POWELL, 1977), su 25 campioni di marmi dolomiti-

TAB. 2 - «Cristallinità» dell'illite (indice di Kübler) in alcuni campioni pelitici dell'Unità di S. Maria del Giudice (vedi Fig. 1).

I.C. = Indice di cristallinità ($\Delta 2 \theta$); \bar{x} = valore medio; σ = deviazione standard; N = numero di campioni analizzati.

Campione	Formazione	Cristallinità (I.C.)
25	Calcere Selcifero	0.25
26	»	0.24
27	»	0.23
28	Marne a Posidonia	0.23
29	»	0.18
30	»	0.22
31	»	0.24
32	»	0.25
33	»	0.24
34	»	0.24
35	Scaglia	0.22
36	»	0.17
37	»	0.23
38	»	0.21
39	»	0.23
40	»	0.21
41	»	0.19
42	»	0.21
43	»	0.22
44	»	0.21

$\bar{x}=0.22$ $\sigma=0.02$ $N=20$

ci dell'Unità di S. Maria del Giudice, risultano di circa $380 \pm 30^\circ\text{C}$.

I campioni a forte componente pelitica appartenenti all'Unità di S. Maria del Giudice presentano valori dell'indice di «cristallinità» dell'illite (indice di Kübler) tipici dell'epizona franca ($\bar{x} = 0.22^\circ$ come $\Delta 2\theta$). Questi valori indicano temperature di metamorfismo maggiori di $300\text{-}350^\circ\text{C}$ (KISCH, in FREY, 1987).

Le temperature ottenute in questo studio cadono nell'intervallo di temperature ($320 < T^\circ\text{C} < 450$) stimate da FRANCESCHELLI *et al.* (1986) nei metasedimenti del Verrucano dei Monti Pisani, sulla base delle paragenesi metamorfiche relative alle associazioni dei silicati di alluminio con quarzo.

I pochi dati strutturali disponibili suggeriscono che l'evoluzione tettonico-metamorfica dei Monti Pisani sia stata assai simile a quella riscontrata nelle Alpi Apuane, con una fase D1 «sin-nappe» ed una fase D2 «post-nappe» (CARMIGNANI *et al.*, 1978; 1979; 1987).

La fase D2, presente nelle unità metamorfiche delle Alpi Apuane

(CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990) e nella Falda Toscana (CARMIGNANI *et al.*, 1991), viene interpretata come il prodotto di una tettonica distensiva a scala crostale che porta al denudamento e sollevamento dei nuclei più metamorfici similmente a quanto accade nei classici «core complex» nord americani (CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990).

Nei Monti Pisani la fase D2 non è associata a blastesi metamorfica e si sviluppa posteriormente alla messa in posto delle unità tettoniche e all'acme del metamorfismo durante l'*uplift* delle unità stesse; ad essa può essere attribuito lo stesso significato della fase D2 «post-*nappe*» presente nelle Alpi Apuane.

La fase D1, responsabile delle maggiori deformazioni e contemporanea alla formazione dei sovrascorrimenti delle unità tettoniche, viene associata ad una zona di taglio ensialica generata dalla collisione continentale (CARMIGNANI *et al.*, 1978; 1991; CARMIGNANI & KLIGFIELD, 1990). I rapporti blastesi/deformazione osservati nelle litologie dei M. Pisani permettono di riferire le stime delle temperature del metamorfismo a questa fase deformativa.

BIBLIOGRAFIA

- BELL T.H. & RUBENACH M.J. (1983) - Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, **92**, 171-194.
- BICKE M.J. & POWELL R. (1977) - Calcite-dolomite geothermometry for iron-bearing carbonates. *Contr. Miner. Petrol.*, **59**, 281-292.
- CARMIGNANI L., FANTOZZI P.L. & MECCHERI M. (1991) - La vergenza «sin-» e «post-*nappe*» della Falda Toscana nelle strutture di Pescaglia e di Castelpoggio (Alpi Apuane). *Boll. Soc. Geol. It.*, **110**, 351-364.
- CARMIGNANI L., GATTIGLIO M., KALIN O. & MECCHERI M. (1987) - Guida all'escursione sul complesso metamorfico delle Alpi Apuane. «Summer School» di Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini. Carrara, 1987.
- CARMIGNANI L. & GIGLIA G. (1979) - Large scale reverse «drag folds» in the late alpine building of the Apuane Alps (N. Apennines). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem. Ser. A*, **86**, 109-125.
- CARMIGNANI L., GIGLIA G. & KLIGFIELD R. (1978) - Structural evolution of Apuan Alps: an example of continental margin deformation in the Northern Apennines, Italy. *Journ. of Geology*, **86**, 487-504.
- CARMIGNANI L. & KLIGFIELD R. (1990) - Crustal extension in the Northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics*, **9**, 1275-1303.
- DI PISA A., FRANCESCHELLI M. & LEONI L. (1985) - Regional variation of the metamorphic temperatures across the Tuscanid I Unit and its implications on the Alpine metamorphism (Apuan Alps, N. Tuscany). *N. Jb. Miner. Abh.*, **151**, 197-211.

- FAIRCHILD I.J. (1985) - Petrography and carbonate chemistry of some Dalradian dolomitic metasediments: preservation of diagenetic textures. *J. Geol. Soc. London*, **143**, 167-185.
- 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.
- FREY M. (1987) - Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: «Low-Temperature Metamorphism». M. Frey Ed., Blackie, Glasgow, 9-58.
- 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.
- GOLDSMITH J.R. & GRAF D.L. (1958) - Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Am. Miner.*, **43**, 85-101.
- KISCH H.J. (1987) - Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Low-Temperature Metamorphism. M. Frey Ed., Blackie, Glasgow, 227-300.
- KRETZ R. (1988) - SEM study of dolomite microcrystals in Greenville marble. *Am. Miner.*, **73**, 619-631.
- KÜBLER B. (1984) - Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: Thermométrie et barométrie géologiques, M. Lagache Ed., **2**, 486-596.
- KÜBLER B. (1990) - «Cristallinité» de l'illite et mixed-layers: brève révision. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 89-93.
- LEONI L., SBRANA S. & TAMPONI M. (1990) - La microanalisi con il microscopio elettronico a scansione. Il sistema EDAX PV 9900 ed il metodo PV SUPQ. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Ser. A*, **96** (1989), 193-204.
- MICKLEDUST R.I., FIORI C.E. & HEINRICH K.F.S. (1978) - A compact procedure for quantitative Energy Dispersive Electron Probe X-ray Analysis. NBS Technical note.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1974) - Geologia dei Monti Pisani a Sud-Est della Valle del Guappero. *Mem. Soc. Geol. It.*, **13**, 227-408.
- ROBINSON D., WARR L.N. & BEVINS R.E. (1990) - The illite «cristallinity» technique: a critical appraisal of its precision. *J. Metamorphic Geol.*, **8**, 333-344.
- RUSS J.C. (1979) - Modifications and extensions to NBS Frame-C Microbeam Analysis. San Francisco, San Francisco Press.

(ms. pres. il 12 gennaio 1993; ult. bozze il 12 marzo 1993)