

DAL NEGRO A., MAZZI F., UNGARETTI L. - *La struttura cristallina della semenovite.*

La semenovite è un nuovo minerale silicatico trovato per la prima volta in Groenlandia nel 1968. Nel 1972 la semenovite è stata descritta da O. V. Petersen e J. G. Rösbo che hanno riportato i risultati di alcune indagini morfologiche, ottiche, chimiche e roentgenografiche. Secondo tali autori i cristalli di semenovite, che si presentano sempre sotto forma di geminati mimetici di compenetrazione, apparirebbero tetragonali da un punto di vista morfologico e roentgenografico (spettri di Weissenberg) ma rombici da un punto di vista ottico.

La struttura della semenovite è stata affrontata e risolta utilizzando un cristallo geminato con il quale è stato possibile distinguere il contributo ad ogni raggio diffratto da parte di ciascuno dei due orientamenti degli individui costituenti. Il gruppo spaziale è risultato essere Pmnn con $a = 13,879$, $b = 13,835$, $c = 9,942$ Å. La struttura è stata ricavata mediante la interpretazione di sintesi di Patterson tridimensionali e raffinata fino ad un indice di discordanza $R = 0,065$, adottando una formula chimica che, sulla base delle analisi effettuate da Petersen e Rösbo, può essere così riassunta:



Una ulteriore analisi chimica dei cationi non tetraedrici è attualmente in corso per verificare nei dettagli la bontà del modello utilizzato nel raffinamento.

La struttura della semenovite, che rappresenta, nella famiglia dei silicati, un nuovo tipo strutturale, consiste di strati di tetraedri (Si,Be) paralleli a (001) e collegati fra loro dai cationi non tetraedrici; ogni strato è costituito da anelli di 4, 5 e 8 tetraedri.

(Il lavoro originale verrà stampato su: «The American Mineralogist»).

DAL PIAZ GIORGIO VITTORIO - *Alcune riflessioni sull'evoluzione geodinamica alpina delle Alpi.*

La formazione della catena alpina è stata per lungo tempo interpretata come un processo tettonico-metamorfico sostanzialmente unitario, anche se polifasico (parossismo orogenetico alpino). Recenti ricerche sulle Alpi occidentali hanno mostrato che nelle Alpi esistono due episodi tettonico-metamorfici distinti. Si potrebbe quasi parlare di due eventi orogenetici veri e propri. Essi si manifestano con caratteri geodinamici e termodinamici differenziati, ad oltre 40 m.a. l'uno dall'altro, il primo nel Cretaceo superiore (episodio coalpino), il secondo tra l'Eocene e l'Oligocene inferiore (G. V. DAL PIAZ e al., 1972). Segue la fase finale di compensazione isostatica, post-metamorfica.

È noto che le Alpi, nel quadro della plate tectonics, costituiscono l'esempio più tipico di catena di collisione continentale. La falda dei calcescisti con pietre verdi separa la crosta continentale dei ricoprimenti pennidici da quella dei ricoprimenti austroalpini. Essa è la sutura trasposta di un originario bacino oceanico situato tra la placca europea e quella africana (G. V. DAL PIAZ, 1974, con bibl.).

Nell'ultimo decennio sono stati proposti numerosi modelli dell'orogeno alpino (H. P. LAUBSCHER, 1970, 1971, 1974; BOCCALETTI e al., 1971; W. G. ERNST, 1971, 1973;

G. V. DAL PIAZ, 1971, 1974; G. V. DAL PIAZ e al., 1972, 1973; J. MARTINI, 1972; E. R. OXBURG, 1972; J. F. DEWEY e al., 1973; C. STURANI, 1973; R. TRÜMPY, 1973; J. BOCQUET, 1974; V. DIETRICH, 1974; J. C. HUNZIKER, 1974; E. SEMENZA, 1974; C. J. HAWKESWORTH e al., 1975). Più o meno rigorosamente, essi sono ispirati ai principi della plate tectonics. Alcuni pongono l'accento sulla tettonica trascorrente, trascurando i processi subduttivi; altri mostrano suggestioni circumpacifiche; altri infine ignorano parte dei dati analitici disponibili o non ne colgono il significato geodinamico. Si aggiunga che molti di questi modelli sembrano non comprendere che una catena di collisione continentale, quale le Alpi, si contraddistingue in modo peculiare per il carattere bimodale della sua evoluzione tettonica e termodinamica.

Se ne ricordano, in breve, le tappe principali.

1 - Fase divergente con formazione di crosta oceanica

A partire dal Mesozoico inferiore e, forse, già dal Permiano, la crosta continentale si assottiglia progressivamente in corrispondenza di quei settori che, in un secondo tempo, assumeranno connotazione austroalpina e pennidica interna. Accettando questa ipotesi, documentata nelle Alpi occidentali, si può evitare di ricorrere ad un modello collisionale tipo *flake tectonics* (E. R. OXBURG, 1972) per giustificare lo spessore ridotto della crosta austroalpina, un modello certamente geniale ed elegante, ma contraddetto da alcune situazioni di fatto (G. V. DAL PIAZ, 1974; C. J. HAWKESWORTH e al., 1975).

Questa fase preliminare dell'orogenesi alpina è contraddistinta inoltre da magmatismo triassico, plutonico, filoniano e vulcanico (monzoniti, basalti, rioliti, ecc.) e, secondo alcuni, da altri sintomi di una forte anomalia termica positiva (F. INNOCENTI e G. FERRARA, 1974). Si può aggiungere che la distribuzione del magmatismo triassico sembra disegnare in prevalenza due fasce parallele, disposte sui due lati del settore in fase di assottigliamento crostale. C'è da chiedersi infine se il duomo termico permiano del dominio pennidico (J. C. HUNZIKER, 1970, 1974; J. BOCQUET, 1974) sia in effetti una manifestazione tardiva del ciclo ercinico, o si rientri già nei prodromi di quello alpino.

Nel Giurese medio e/o superiore la crosta continentale europea si separa da quella africana (o insubrica) a causa dell'apertura e della progressiva espansione di un interposto bacino oceanico, il bacino ofiolitico ligure e piemontese. Nel settore alpino occidentale esso ha certamente ampiezza modesta ed assetto unitario. Nel tratto concavo dell'arco alpino, la zona ligure assume carattere di bacino intracontinentale (zona del Canavese). Nelle Alpi centrali il bacino oceanico sembra invece suddividersi in due rami distinti, ad affinità ligure e piemontese (G. PASQUARÈ, 1973; G. V. DAL PIAZ, 1974). Essi sono separati dalla crosta continentale della Margna, cioè dalla prosecuzione orientale del sistema Sesia-Lanzo + Dent Blanche. Più all'esterno, al di là della piattaforma Brianzese, si imposta il bacino vallesano o nordpennidico, un bacino subsidente di tipo non oceanico. Il magmatismo basico che esso comprende è poco sviluppato e non ha i caratteri delle tipiche sequenze ofiolitiche.

Durante questo periodo, le ofioliti della zona ligure e piemontese, non ancora differenziate, subiscono svariate trasformazioni metamorfiche di tipo oceanico. Le più recenti sembrano riferibili all'intervallo 130-100 m.a.

2 - Prima fase convergente ed episodio tettonico-metamorfico-magmatico eolpino

A partire dal Cretaceo si instaura nel dominio alpino una situazione generale di convergenza geodinamica. Il bacino oceanico si chiude progressivamente. La litosfera

oceanica e la crosta assottigliata di una parte dei contrapposti margini continentali sono subdotti al di sotto della placca sudalpina. Il movimento ha vergenza a sud e sud-est. In questa fase, il fascio tettonico noto come linea del Canavese assurge a lineamento geodinamico di importanza primaria. Nel settore alpino occidentale la zona di subduzione ha l'andamento di una superficie tronco-conica. La placca non mantiene un assetto unitario durante la subduzione. Molti elementi indicano che essa si suddivide in molteplici frammenti che partecipano al processo con autonomia cinematica. L'originaria disposizione paleogeografica viene scompagnata.

Contemporaneamente si sviluppano un importante ciclo metamorfico di subduzione ed un magmatismo andesitico. La geocronologia radiometrica li riferisce all'intervallo 100-70 m.a. (G. V. DAL PIAZ e al., 1972; J. C. HUNZIKER, 1974; P. DEVECCHI e al., 1975; A. GANSSE, 1968; P. CASATI e al., in stampa). Il magmatismo coalpino è ancora troppo poco documentato per poter valutare dimensioni e distribuzione del fenomeno. Se ne accerterà certamente una diffusione maggiore, ma sin d'ora è indubbio che esso non assume il significato di una cintura magmatica di tipo circumpacifico. Le cause debbono essere approfondite; tra esse possono avere rilevanza il volume relativamente modesto della crosta oceanica subdotta, in rapporto all'ampiezza ridotta dell'originario bacino ofiolitico.

Il metamorfismo coalpino merita un cenno particolare, non solo per il suo rilevante significato geodinamico, ma anche perchè, nelle Alpi, assume caratteri peculiari. Il metamorfismo di subduzione si sviluppa nella crosta oceanica ed in quella continentale (Zona Sesia-Lanzo, ecc.), producendo associazioni eclogitiche di bassa temperatura (attorno a 10 kb - 300°) e paragenesi di pressione progressivamente minore, congruenti con la profondità raggiunta dai materiali subdotti. Le associazioni iniziali a P max. e T min. non sono accompagnate da deformazioni penetrative; lo indicano numerose pseudomorfosi, delle quali la più indicativa è quella di jd-zo (+qz) su plagioclasio. In questa prospettiva riesce difficile invocare l'intervento di una sovrappressione tettonica dagli effetti rilevanti.

Nell'attuale assetto strutturale della catena, il metamorfismo coalpino ha un gradiente che cresce verso la geosutura, confermando la polarità del processo subduzionale. Le associazioni iniziali del metamorfismo coalpino mostrano una rapida e complicata evoluzione a P decrescente e T costante (o in lieve aumento); essa si svolge in condizioni genericamente sincinematiche.

La conservazione, anche parziale, delle associazioni coalpine di alta pressione e bassa temperatura esige che una parte dei materiali subdotti ritorni rapidamente a livelli superficiali, precedendo la lenta risalita delle geoisoterme ed evitandone gli effetti obliteranti. Il modello geodinamico di questo processo non sembra corrispondere ad un semplice uplift isostatico (W. G. ERNST, 1971). Il sollevamento verticale sarebbe di proporzioni enormi, manca una molassa paleocenica di volume e distribuzione adeguati e le isograde coalpine appaiono scompagnate da un evento tettonico tardo-coalpino (G. V. DAL PIAZ e al., 1972). Più verosimilmente esso sembra ricondursi alla risalita, lungo direttrici oblique e con vergenza a nord e nord-ovest, di alcune microplacche subdotte o di loro frammenti tettonici, come prodromo od effetto diretto di una collisione continentale. Questo processo sarebbe responsabile dello sviluppo della scistosità coalpina e della evoluzione metamorfica sopra ricordata. Il modello comporta che il bacino oceanico in tutto il dominio alpino sia suturato, almeno in prevalenza, al limite Cretaceo-Paleocene e che la catena assuma una prima struttura a falde appilate, anche se con stile deformativo di tipo freddo, già alla fine dell'episodio coalpino (G. V. DAL PIAZ e al., 1972; G. V. DAL PIAZ, 1974).

Il problema è controverso e, probabilmente, destinato a rimanerle ancora per molto tempo. Altri autori prospettano soluzioni diverse. R. TRÜMPY (1973), pur non negando l'esistenza dei movimenti cretacei, ribadisce l'età terziaria dei grandi ricoprimenti penninidici ed austroalpini, in armonia con le interpretazioni tradizionali, ed introduce una fase di subduzione ad alta velocità tra la fine dell'Eocene e l'inizio dell'Oligocene. Nei Grigioni si realizzerebbe un raccorciamento crostale di 300 km. Il modello è inaccettabile, anche se potrebbe giustificare nel modo migliore lo sviluppo del magmatismo trachiandesitico di età oligocenica, argomento che TRÜMPY non utilizza. Rimane infatti senza spiegazione alcuna il metamorfismo coalpino di alta pressione e bassa temperatura, il cui significato non può essere ignorato alla luce di una verificata petrologia sperimentale. Inesplicabile sarebbe parimenti la genesi del magmatismo andesitico coalpino.

H. P. LAUBSCHER (1975) suggerisce una soluzione di compromesso. Egli postula una lunga fase di subduzione, protrattasi dal Cretaceo all'Oligocene, o due distinti processi subduttivi (1970). Il modello offre una semplice giustificazione al magmatismo cretaceo ed oligocenico ed al metamorfismo coalpino di alta pressione e bassa temperatura, ma crea altri problemi. Una fase subduttiva prolungata richiederebbe un magmatismo continuato dal Cretaceo all'Oligocene, circostanza possibile, ma al momento non documentata. Essa esige inoltre un'ampiezza enorme dell'originario bacino oceanico, anche utilizzando velocità di convergenza assai minori di quelle proposte da TRÜMPY (5 cm/a). Ritardando la collisione continentale al Terziario, riesce difficile spiegare il meccanismo di risalita di frammenti della zona di subduzione con metamorfismo coalpino di alta pressione e bassa temperatura, l'assenza di ofioliti di tipo ligure tra il cristallino pennidico e la falda piemontese e, soprattutto, i caratteri termodinamici del metamorfismo dell'Eocene-Oligocene inferiore e la sua distribuzione.

3 - Fase di relativa quiete orogenetica

Durante il Paleocene il dominio alpino attraversa un periodo di relativa quiete orogenetica. C'è tuttavia da chiedersi se esso corrisponda ad una stasi effettiva della geodinamica convergente a livelli profondi; la mancanza di significative deformazioni duttili potrebbe indicare soltanto una insufficienza geotermica.

L'esistenza di condizioni divergenti paleoceniche è tuttavia documentata nel bacino padano orientale su base sedimentologica e geochemica. In questo periodo si sviluppano importanti manifestazioni vulcaniche i cui caratteri geochemici sono peculiari di una situazione geodinamica tipo rift (P. DEVECCHI e al., 1975 e in stampa, con bibl.). Il magmatismo paleocenico veneto appare tuttavia estraneo alla catena alpina in senso stretto, inquadrandosi, più probabilmente, nella problematica dei rapporti geodinamici tra Alpi ed Appennini.

4 - Seconda fase convergente e secondo episodio tettonico-metamorfico

Dall'Eocene all'Oligocene inferiore in tutta la catena alpina si sviluppa, all'esterno della linea insubrica, un nuovo episodio metamorfico. Produce associazioni metamorfiche di grado variabile, da anfibolitico a scisti verdi (M. FREY e al., 1974, con bibl.). Nell'Ossola-Ticino è conosciuto come cristallizzazione, o fase lepontina. Le sue isograde tagliano in discordanza i limiti strutturali della catena a falde. L'evento metamorfico è quindi chiaramente successivo alla presa di posizione dei ricoprimenti penninidici ed austroalpini. Il suo picco termico cade attorno a 38 m.a. (J. C. HUNZIKER, 1970, 1974). Alcuni autori lo interpretano come una conseguenza ritardata dell'appilamento delle falde, un effetto cioè

del graduale riassetto geotermico prodotto da un sovraccarico tettonico. L'ipotesi è congruente con l'assetto strutturale della catena soltanto in alcuni settori delle Alpi (Ossola-Ticino: E. NIGGLI, 1970; Alti Tauri: E. R. OXBURG e D. L. TURCOTTE, 1974), ma appare inaccettabile a scala generale. Appare quindi più verosimile attribuire questo secondo episodio metamorfico agli effetti di un duomo termico regionale che ricopre grosso modo il settore della catena la cui crosta continentale è fortemente ispessita (E. WENK e A. STRECKEISEN, 1975; G. V. DAL PIAZ, 1971; P. THOMPSON, 1975). Il metamorfismo regionale si sviluppa in condizioni di forte compressione tangenziale; l'adeguato ambiente termico consente la formazione di deformazioni duttili a piccola e grande scala, non solo nelle coperture, ma anche nello zoccolo, con carattere da sin a post cristallino (pieghe coricate, retroflessioni, involuppi tettonici, ecc.). Si completa così il raccorciamento trasversale della catena.

Nelle Alpi nord-occidentali interne il metamorfismo lepontino e tutte le deformazioni duttili sono certamente già terminate al comparire del magmatismo oligocenico. Lo attestano indiscutibili rapporti di intersezione (G. V. DAL PIAZ e al., 1972). Con ogni probabilità questa situazione si ripete in buona parte dell'orogeno alpino.

5 - Fase finale tardorogenica: compensazione isostatica, tettonica gravitativa e magmatismo

Alla fine dell'Oligocene inferiore vira radicalmente, nel dominio alpino, la situazione geodinamica. I movimenti convergenti sono esauriti. La crosta continentale, molto ispessita dalla struttura a falde appilate, non è più nella morsa della dinamica convergente. Inizia quindi la graduale compensazione isostatica. Il settore assiale si solleva rapidamente (0,1-1,2 mm/a), quelli marginali si affossano. Molti sono i sintomi che il processo abbia carattere discontinuo, con pause e locali inversioni di movimento. Inizia lo smantellamento e la deposizione della molossa. Il sollevamento del settore assiale della catena innesca una tettonica di tipo gravitativo nelle fasce marginali dell'orogeno. L'esempio più vistoso è costituito dalle falde di scivolamento del dominio elvetico ed ultraelvetico. Analoghi processi sono stati recentemente segnalati anche al margine meridionale della catena (B. MARTINIS, 1966) e nel bacino padano (AGIP).

Col ritorno a condizioni distensive, si sviluppano importanti manifestazioni magmatiche a carattere plutonico, filoniano e vulcanico (trachiti, andesiti, lamprofiri, granodioriti, monzoniti, ecc.). La loro età è compresa tra 32 e 25 m.a., limitatamente almeno alla maggioranza dei casi. Molte di queste manifestazioni magmatiche mostrano una anomalia positiva di radioattività, anche nei confronti dei granitoidi tardoercinici. Il magmatismo oligocenico è distribuito lungo un'ampia fascia posta a cavallo della linea insubrica. Interessa sia le Alpi meridionali, sia le falde austroalpine e, localmente, quelle pennidiche; taglia quindi la geosutura alpina. Il raccorciamento crostale della catena era inequivocabilmente già concluso al suo manifestarsi.

Con le sue manifestazioni settentrionali, il magmatismo oligocenico ricopre il settore meridionale del secondo episodio metamorfico, con un ritardo di soli 5 m.a. rispetto al picco termico di quest'ultimo. Appare quindi logico inserire i due processi in un quadro genetico unitario: il metamorfismo lepontino ed il magmatismo oligocenico possono essere l'espressione, in condizioni rispettivamente convergenti e divergenti, di una stessa anomalia geotermica di origine profonda. Si può escludere in ogni caso che queste manifestazioni magmatiche siano geneticamente collegate a processi di anatessi infracrostale: lo attestano osservazioni geologico-strutturali ed i loro caratteri mineralogici (fenocristalli di granato in rocce plutoniche e filoniane) e geochimici (basso rapporto Sr 87/86).

L'origine del magmatismo trachiandesitico tardo-orogénico e degli associati lamprofiri è un problema ancora sostanzialmente aperto. La sua soluzione porterà un contributo sostanziale al raffinamento dei modelli geodinamici. Si possono esaminare alcune ipotesi di lavoro. Utilizzando i modelli di TRÜMPY e LAUBSCHER, il collegamento tra magmatismo oligocenico e fusione di crosta oceanica subdotta appare immediato; secondo questi autori, come già visto, la fase di subduzione si sarebbe svolta o comunque conclusa nel Terziario. La distribuzione del magmatismo impone tuttavia che la zona di subduzione sia stata gradualmente verticalizzata sino allo zenit della linea insubrica (LAUBSCHER).

Se si ritiene invece che la collisione continentale risalga sostanzialmente alla fine dell'episodio alpino (G. V. DAL PIAZ e al., 1972), la genesi del magmatismo oligocenico appare problematica. Se si tiene conto delle indicazioni della petrologia sperimentale e si collega il magmatismo trachiandesitico a fusione di crosta oceanica, occorre giustificare il ritardo di oltre 40 m.a. con cui esso si manifesta rispetto al processo subduzionale. Si potrebbe prospettare che la fusione parziale e/o le sue manifestazioni superficiali non si siano esaurite con la fase eoalpina, ma che siano state bloccate dalla collisione continentale, o comunque ostacolate dal perdurare di condizioni compressive tra il Cretaceo e l'Oligocene, per riprendere in forma vistosa all'instaurarsi di condizioni nettamente distensive nell'Oligocene medio. In alternativa si sarebbe costretti a svincolare il magmatismo trachiandesitico dalla crosta oceanica subdotta, correlandolo invece alla situazione di disequilibrio instauratasi al limite crosta-mantello, in seguito al forte ispessimento tettonico della crosta continentale, e all'insorgere di condizioni geodinamiche divergenti, con uplift isostatico (J. F. DEWEY e K. C. BURKE, 1973; G. GATTO e al., 1975).

La storia geologica delle Alpi è quindi assai più complicata di quella delle catene circumpacifiche. Si distingue prevalentemente per il carattere bimodale degli eventi tettonici, metamorfici e magmatici che si sviluppano prima e dopo la fase di collisione continentale in condizioni geodinamiche e termodinamiche differenti. Le prime fasi (1 e 2) ricordano l'evoluzione delle catene circumpacifiche, anche se si sviluppano con caratteri peculiari (metamorfismo di subduzione anche nei margini continentali, ridotto magmatismo andesitico, ecc.). Le ultime fasi (4 e 5) sono proprie di una catena di collisione continentale e trovano riscontro, almeno parziale, nell'assetto dell'Himalaya. Nei loro aspetti termodinamici, esse rientrano probabilmente nel quadro di un processo unitario. Dal punto di vista geodinamico appaiono invece ben distinte, poichè la 4ª si svolge in condizioni chiaramente convergenti, la 5ª in condizioni divergenti. La 4ª è caratterizzata da metamorfismo regionale e da deformazioni duttili polifasiche, con forte raccorciamento crostale, la 5ª da movimenti verticali, postmetamorfici, e da magmatismo.

(Il lavoro originale verrà pubblicato su periodico da stabilire).

DAL PIAZ G. V. - *Presentazione della carta geologica 1:12.500 del lembo del Pillonet (falda della Dent Blanche S.L.).*

Il Lembo del Pillonet è situato lungo la cresta spartiacque tra la Valle d'Ayas e la Valtournanche, tributarie di sinistra della media Valle d'Aosta. Esso si interpone tra i lembi della Dent Blanche s.s. e M. Mary a ovest e la Zona Sesia-Lanzo a est. Tutte queste unità appartengono al grande sistema austroalpino delle Alpi occidentali.

Il Lembo del Pillonet è costituito esclusivamente da metamorfiti. Si riconoscono tre principali complessi litologici: a) gneiss albitico-fengitici e metagranitoidi, correlabili alla