

## LA MORFOLOGIA CRISTALLINA DEGLI ZIRCONI: UNO STRUMENTO PER INTERPRETARE L'EVOLUZIONE DI UN MAGMA

Federico Lucci<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Dip. Scienze Geologiche, Università degli Studi Roma  
TRE, Largo San Leonardo Murialdo 1, 00146 Roma

<sup>2</sup> Gruppo Mineralogico Romano

### Riassunto

Lo zirconio è un minerale “ubiquitario” nelle rocce della crosta terrestre, come componente accessorio nelle rocce magmatiche, nelle neoblastesi metamorfiche (ovvero ricristallizzazione che avviene allo stato solido all'interno delle rocce cristalline) e come grani detritici nelle rocce sedimentarie. Nelle rocce ignee lo zirconio mostra dimensioni lineari medie di 0,1 – 0,3 mm, tuttavia in condizioni pegmatitiche può crescere anche fino a qualche centimetro. Può mostrare un'ampia gamma di colori (incolore, giallo, rosa, rosso, blu), ma soprattutto può presentarsi con morfologie anche molto diverse. I pionieristici studi sulla morfologia degli zirconi, svolti da J.P. Pupin (1980), hanno mostrato che, per gli zirconi di origine magmatica, l'aspetto finale della bipiramide e del prisma sono la diretta risposta ai cambiamenti composizionali e alle condizioni termiche del magma. In senso più ampio, lo zirconio con la sua morfologia cristallina, dimostra di essere un importante indicatore della sorgente magmatica da cui si

è cristallizzato, di evidenziare la possibile sorgente (crostale, ibrida o mantellica) e quindi indirettamente di fornire importanti indizi sulla associazione minerale probabile che potrebbe essere sviluppata dal magma stesso. In questo lavoro, oltre a descrivere in modo razionale e discreto il significato morfologico dello zirconio, abbiamo cercato di capire quali importanti informazioni possono darci gli zirconi che in questi anni di ricerche sono stati rinvenuti nel Lazio.

### Introduzione

Lo zirconio cristallizza nel sistema tetragonale, classe 4/mmm, con parametri di cella:  $a = 6,607(1) \text{ \AA}$  e  $c = 5,982(1) \text{ \AA}$ , è un minerale accessorio presente in un'ampia tipologia di rocce e in particolare nelle rocce magmatiche felsiche (o anche feldspato-silicatiche) (Heaman *et al.*, 1990). In un magma lo zirconio non solo ha un ruolo importantissimo nel controllo dell'abbondanza e della distribuzione di elementi come lo zirconio (Zr) e l'hafnio (Hf), ma può anche fortemente condizionare il comportamento e la diffusione di elementi traccia come le terre rare (REE), Y, Th, U, Nb e Ta (Belousova *et al.* 2006 e riferimenti all'interno).

Questi elementi presentano sia un ampio raggio ionico sia un'alta carica ionica: due caratteristiche che li rendono elementi incompatibili alla maggior parte dei minerali silicatici in formazione. Man mano che procede la cristallizzazione del magma, questi elementi si arricchiscono nel fuso residuo dove l'eventuale genesi dello zirconio è in grado di accomodarli.

Si mostrano così due possibili scenari

legati al tempo in cui avviene il processo di cristallizzazione (o raffreddamento del magma):

- quando lo zircone cristallizza in un intervallo di tempo abbastanza lungo, come avviene per una grossa intrusione plutonica o per magmi sul fondo di una grossa camera magmatica vulcanica, il singolo cristallo può registrare le variazioni composizionali del magma da cui deriva che si manifestano nelle zonature;
- se il magma invece raffredda rapidamente, come può avvenire in piccole intrusioni granitiche, in piccole camere magmatiche o anche nella porzione superficiale di una camera magmatica maggiore, si avranno differenti generazioni di cristalli, solitamente con dimensioni assolute via via più piccole; anche in questo caso, le varie generazioni di zirconi registreranno le variazioni chimico-composizionali dell'ambiente di genesi (ovvero del magma).

Queste osservazioni aprono molti spunti di riflessione su come la semplice struttura dello zircone ( $ZrSiO_4$ ), sia in realtà un contenitore molto complesso in grado di modificare la sua capacità di crescita, al variare della composizione e della temperatura del magma di origine. La risposta morfologica alle variazioni composizionali e chimico-fisiche del resto, è un fenomeno abbastanza noto e ricorrente: I. basti pensare al comportamento delle olivine: man mano che si raffredda e differenzia il fuso magmatico, l'olivina si arricchisce sempre di più in ferro a discapito del magnesio (e questo comporta una trasformazione morfologica che spesso si riflette in cristalli sempre meno allungati lungo

l'asse cristallografico *c*) (Deer *et al.*, 1997a); II. o al comportamento dei clinopirosseni dove il diverso arricchimento di elementi come Fe, Mg, Ca, Al e Ti si manifesta con importanti variazioni del colore e morfologicamente con la diversa relazione, nel prisma, delle sezioni (100) e (110) (Deer *et al.*, 1997b).

### Lo studio morfologico degli zirconi

Le basi fondamentali per lo studio della morfologia degli zirconi furono definite nel 1980 da J.P. Pupin.

Quale fu il processo che permise a Pupin di associare ad ogni tipologia morfologica di zircone riconosciuta le sue condizioni di formazione?

Pupin svolse il suo studio su ampie popolazioni statistiche di zirconi, provenienti da diverse rocce magmatiche (graniti crostali peralluminosi<sup>1</sup>, graniti metalluminosi e graniti peracalini<sup>2</sup>; sieniti e trachiti di origine calcocalina e sieniti-trachitirioliti di origine alcalina, solo per citare i litotipi fondamentali esaminati).

Per ogni roccia fu analizzata la composizione chimica, al fine di valutare il grado di alcalinità - Indice A:  $[Al / (Na+K)]^3$  - e il relativo contenuto in elementi traccia e incompatibili (REE, Th, U, Zr, Hf, Y,

<sup>1</sup> Graniti fortemente arricchiti in  $Al_2O_3$ , con rapporto  $[Al / (Na+K)] > 1$ ; sono caratterizzati da una associazione tipica di muscovite, biotite, tormalina e granato.

<sup>2</sup> Graniti fortemente arricchiti in alcali ( $Na_2O + K_2O$ ), con rapporto quindi  $[Al / (Na+K)] < 1$ ; sono spesso caratterizzati dalla presenza di aegirina, riebeckite e fayalite.

<sup>3</sup> Con grado di alcalinità, o Indice A:  $[Al / (Na+K)]$ , si intende definire proprio la relazione esistente tra il contenuto di alluminio e di alcali in una roccia di origine magmatica.

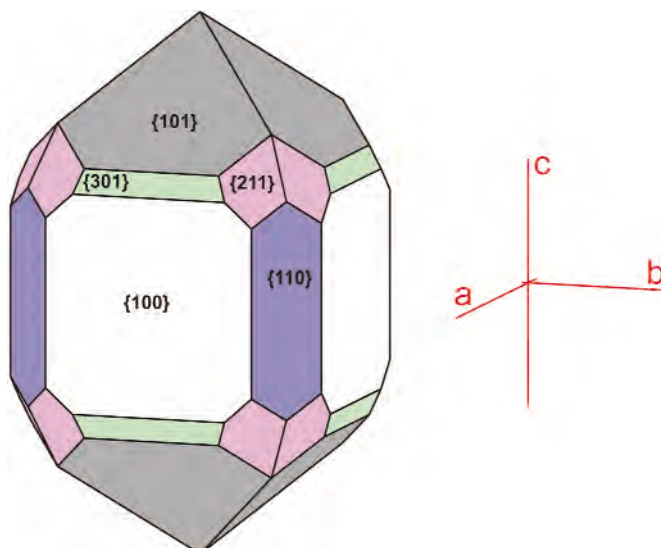


Fig. 1. Morfologia cristallina dello zirconio: sono presenti sia il prisma tetragonale [con relazione prisma {100} > prisma {110}] sia la bipiramide [con relazione {101} > {211}]. A volte l'intersezione tra tutte e quattro le forme semplici, può portare alla crescita anche di facce secondo le forme {301} e {331}.

ecc). Attraverso apposite equazioni, Pupin definì poi la possibile temperatura di cristallizzazione della roccia (con un errore stimato di circa  $\pm 50^\circ\text{C}$ ).

Infine verificò che rocce magmatiche simili in composizione (chimica e mineralogica) presentavano similitudini e omogeneità nelle tipologie di zirconi riconosciute e identificate.

### Bipiramide e Prisma

Pupin (1980) osservò che le caratteristiche chimiche del contesto di cristallizzazione giocano un ruolo primario nello sviluppo relativo di differenti piramidi (Fig. 1): zirconi cristallizzati da un fuso magmatico peralluminoso, con  $[\text{Al} / (\text{Na}+\text{K})] > 1$ , mostrano bipiramidi {211} ben sviluppate; zirconi invece cristallizzati da un fuso peralcalino, con  $[\text{Al} / (\text{Na}+\text{K})] < 1$ , mostrano

bipiramidi {101} dominanti. Inoltre, la temperatura media a cui avviene la cristallizzazione della roccia, è il fattore dominante nel controllo dello sviluppo della porzione prismatica dello zirconio stesso:

- zirconi cristallizzati a circa  $900^\circ\text{C}$  mostrano un prisma {100} ben sviluppato;
- esemplari sviluppatasi tra  $850 - 750^\circ\text{C}$  mostrano la comparsa del prisma di I ordine {110} che comunque rimane fortemente subordinato a {100} (prisma di II ordine);
- a  $750^\circ\text{C}$  il prisma di I ordine e quello di II sono ugualmente sviluppati secondo la relazione {100} = {110};
- da  $750 - 600^\circ\text{C}$  il prisma {110} diviene predominante;
- a  $550^\circ\text{C}$  la porzione prismatica o è caratterizzata solo dalla forma {110} o è completamente assente.

Inoltre, più bassa è la temperatura di formazione minore è il grado di allungamento lungo l'asse cristallografico *c* (Fig. 1).

Fu proposta quindi, la morfologia dello zircone sia come indicatore del grado di alcalinità (indice A) del fuso di origine, sia come geotermometro (ovvero indicatore della temperatura a cui la roccia magmatica si era cristallizzata).

La classificazione morfologica degli zirconi, elaborata da Pupin nel 1980 ed ampliata da Vavra nel 1993, è qui presentata nella versione più recente di Belousova *et al.* (2006) (Fig. 2).

### Gli zirconi e la classificazione petrogenetica

Conoscendo i caratteri composizionali di un magma, si possono quindi definire le diverse tipologie di zirconi che si genereranno durante i vari stadi del raffreddamento del fuso stesso.

È possibile anche il processo inverso però!

Studiando l'abito dello zircone è possibile risalire alla sua temperatura di formazione (in base allo sviluppo del prisma), alla composizione del magma (attraverso le bipiramidi) e quindi indirettamente alla possibile origine del magma (sapendo che ogni tipologia di magma genera rocce "geneticamente" diverse).

Utilizzando ancora una volta l'indice A e la temperatura, è stato proposto un secondo schema a carattere petrogenetico, sovrapponibile alla griglia morfologica degli zirconi, in cui sono riportate le diverse tipologie di magmi conosciute.

Tale griglia è stata implementata negli

ultimi tre decenni da molti studi sperimentali (tra cui spicca il lavoro di Vavra del 1993); qui viene presentata una versione semplificata di quella proposta da Belousova *et al.* (2006) (Fig. 3):

- in celeste vengono rappresentati i graniti peralluminosi di origine crostale, cioè legati a fusione di rocce della crosta terrestre, e quindi rocce ricche di minerali allumino-silicatici;
- in rosso sono descritte le rocce calcalkaline originate da processi di ibridismo tra magmi crostali e magmi mantellici;
- in giallo sono rappresentati i magmi di origine subalkalina legati a processi di ibridismo tra magmi crostale e una compagine più importante di magmi mantellici;
- in verde sono rappresentati i magmi di origine alcalina, magmi mantellici di origine più o meno profonda;
- l'ellisse blu rappresenta i magmi di origine tholeiitica ovvero i magmi tipici delle dorsali oceaniche o dei grandi vulcani fissurali;
- l'ellisse viola rappresenta le Charnokiti magmatiche, nome con cui si identificano le migmatiti, ovvero le rocce metamorfiche di alto grado che a causa dell'altissima temperatura (>750°C) iniziano a sviluppare processi di rifusione anatettica<sup>4</sup> parziale;
- viene riportata infine la curva di solidus (la curva a cui inizia la cristallizzazione) del granito a muscovite (circa 725°C, secondo il modello di Pupin, 1980).

<sup>4</sup> L'anatessi è il processo di fusione parziale di una roccia, che può avvenire o per "ultrametamorfismo" (quando una roccia raggiunge condizioni di pressione e temperatura tipiche della crosta terrestre profonda) o per "contatto" (cioè quando una roccia entra in contatto con un magma ad alte temperature).

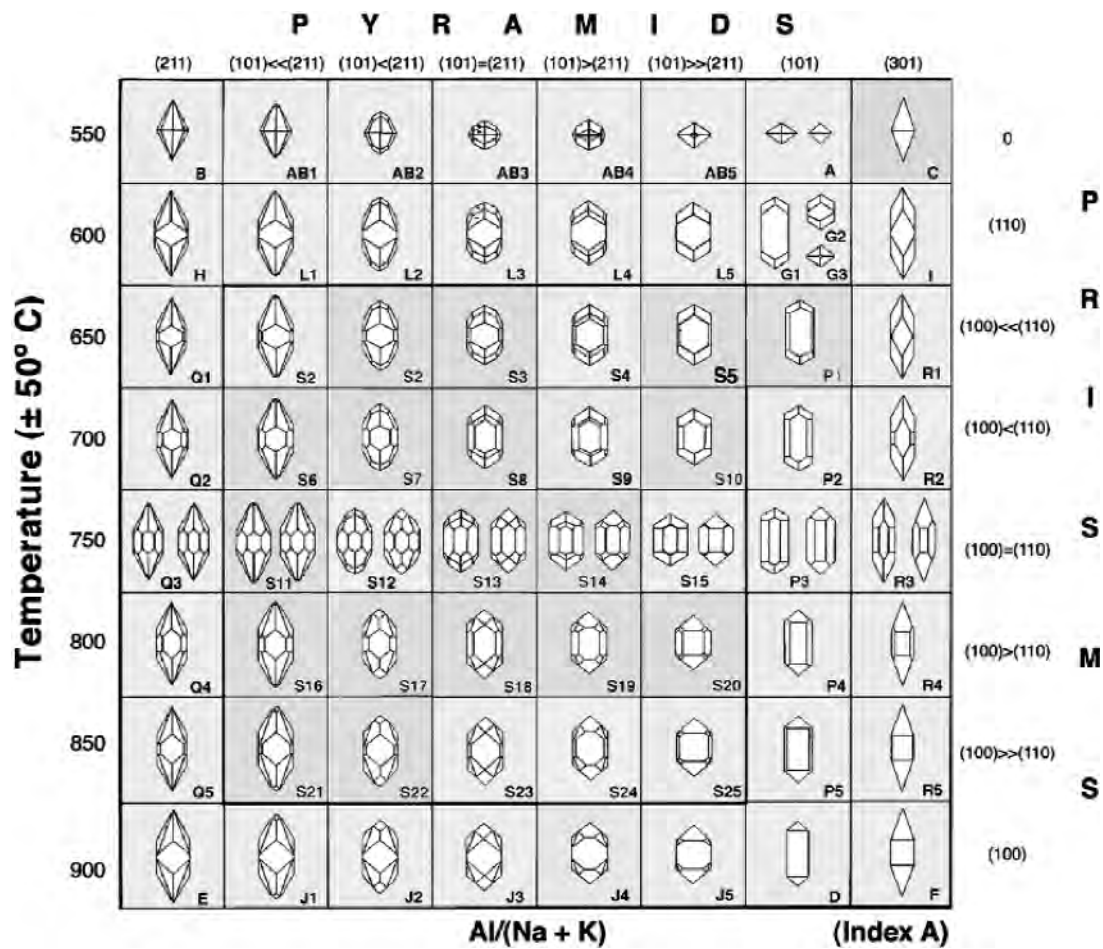


Fig. 2. Classificazione morfologica degli zirconi e scala geotermometrica proposta da Pupin (1980). L'indice A riflette il rapporto Al/alcali e controlla lo sviluppo della bipiramide, mentre la temperatura controlla lo sviluppo di diverse tipologie di prisma (Belousova *et al.* 2006).

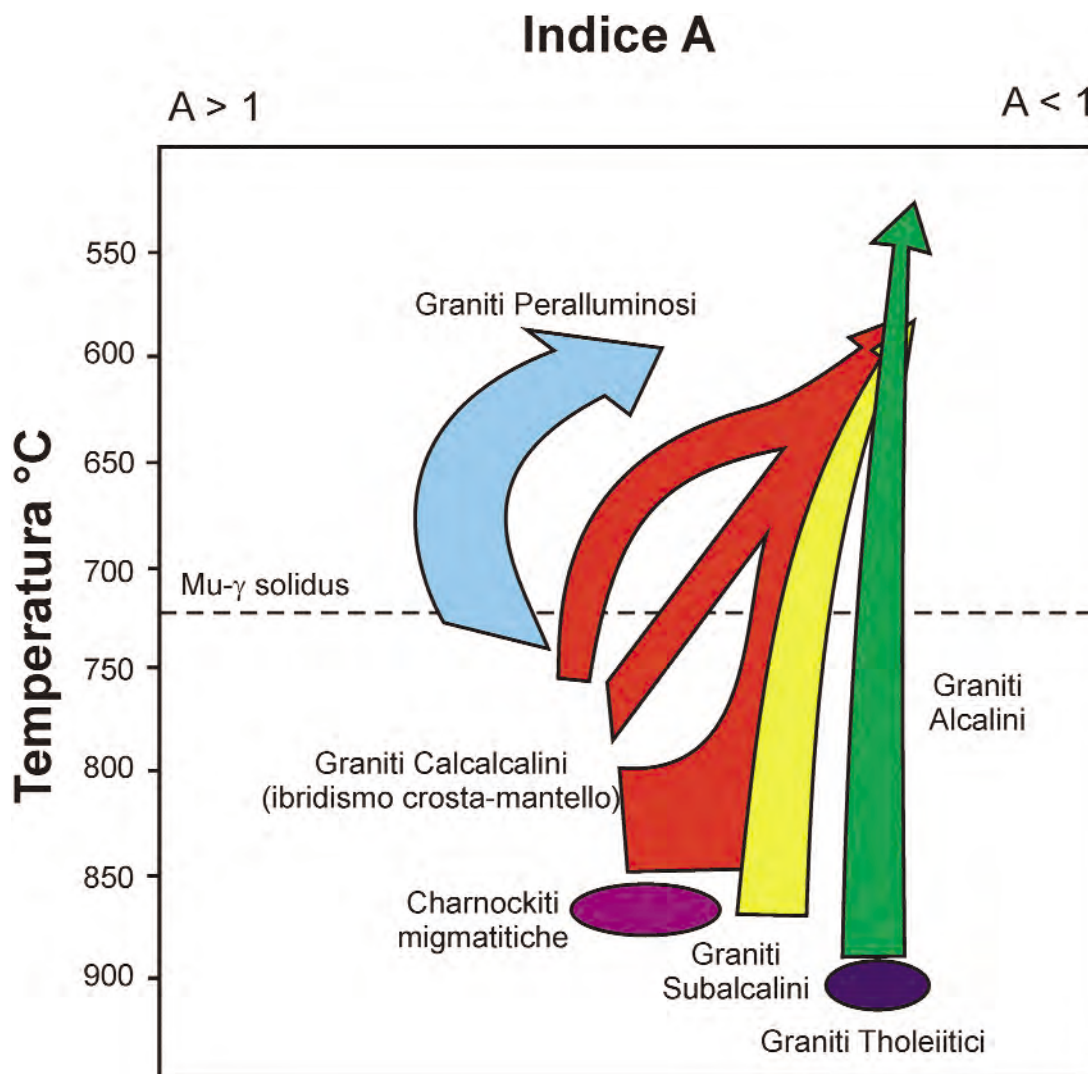


Fig. 3. Classificazione petrogenetica della tipologia di zirconi proposta da Pupin (1980). Muovendo verso valori dell'indice  $A < 1$ , si riconoscono magmi ad origine sempre più profonda, da quelli cristallini peralluminosi a quelli ibridi fino ai magmi alcalini e tholeiitici di origine mantellica (modificata da Belousova *et al.* 2006).

### Gli zirconi del Lazio

Utilizzando quindi i modelli classificativi-petrogenetici proposti da Pupin (1980), abbiamo provato a “giocare” con gli zirconi osservati in questi anni nelle rocce vulcaniche della Provincia Magmatica Romana (ovvero quel distretto di rocce e associazioni magmatiche vulcaniche che si estende dal complesso di Latera-Bolsena a Nord, fino ai Colli Albani e alle sue propaggini meridionali a Sud).

La maggior parte di questi zirconi (se non la quasi totalità) sono stati rinvenuti in inclusi<sup>5</sup> strappati dalla camera magmatica durante gli eventi parossistici che hanno caratterizzato le maggiori fasi esplosive dei centri vulcanici Vulsino, Vicano, Sabatino, Tolfetano-Cerite e Colli Albani.

Tali inclusi sono composti principalmente da una associazione sottosatura di foidi (hauyna, sodalite, leucite) subordinati ai feldspati alcalini (Conticelli *et al.*, 2010). Solitamente il feldspato alcalino è un sanidino, e questo ha portato nel tempo all'uso improprio di termine “sanidinite” per classificare questi litici magmatici di origine profonda. Tali inclusi dovrebbero essere infatti più correttamente definiti, secondo i parametri dell'I.U.G.S. (International Union of Geological Sciences), sieniti foiditiche a feldspati alcalini (ovvero controparte plutonica della trachite a foidi), evitando il termine improprio di sanidinite che invece descrive una

<sup>5</sup> Vigorosa è la discussione sull'origine di questi inclusi, le tre scuole di pensiero principali li descrivono come: 1) intrusioni sienitiche superficiali, 2) cumulati generati da magma stagnante nelle parti più basse delle camere magmatiche, 3) rifusione-metamorfismo del basamento metamorfico del “Verrucano” (Auct.).

roccia metamorfica (a sanidino + corindone + cordierite + andalusite + sillimanite) derivata da metamorfismo di contatto a bassissima pressione.

Tornando agli zirconi del Lazio, le forme che sono state riconosciute sono quelle riportate nella “Fig. 17a÷g” dell'articolo “Il Lazio e i suoi zirconi”, presentato in questo volume (Mattei *et al.* 2011) e ad esse si farà riferimento nel seguito, come pure nella Fig. 4.

Le forme più comuni sono quelle in “Fig. 17a-b” e mostrano una predominanza del prisma {100} e della bipiramide {101}, corrispondono alle tipologie D, P5, P4 (in Fig. 2). Tali morfologie descrivono magmi alcalini che hanno cristallizzato nell'intervallo 800-900°C.

Comuni si sono rivelate anche le tipologie di zirconi di “Fig. 17c” (con bipiramidi ditetragonali), corrispondenti alle tipologie J4, S24, S19: questi zirconi mostrano come quelli in “Fig. 17a-b” la predominanza del prisma {100}, nella bipiramide invece inizia a mostrarsi la relazione {101}>{211}. Tali parametri secondo la classificazione petrogenetica indicano ancora alte temperature di formazione (800-900°C) ma sottolineano un arricchimento in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del fuso.

Spesso sono stati osservati zirconi in cui, tra la base della bipiramide maggiore e le facce del prisma, si riconoscono le faccette di una seconda bipiramide minore (zirconi in “Fig. 17e”): ad una osservazione attenta il prisma e le faccette della bipiramide minore mostrano tutte le caratteristiche di zirconi del gruppo J5, S25, S20 (ovvero prisma di alta temperatura e bipiramide ditetragonale {101} >> {211} tipica di fusi alcalini), la bipiramide mag-

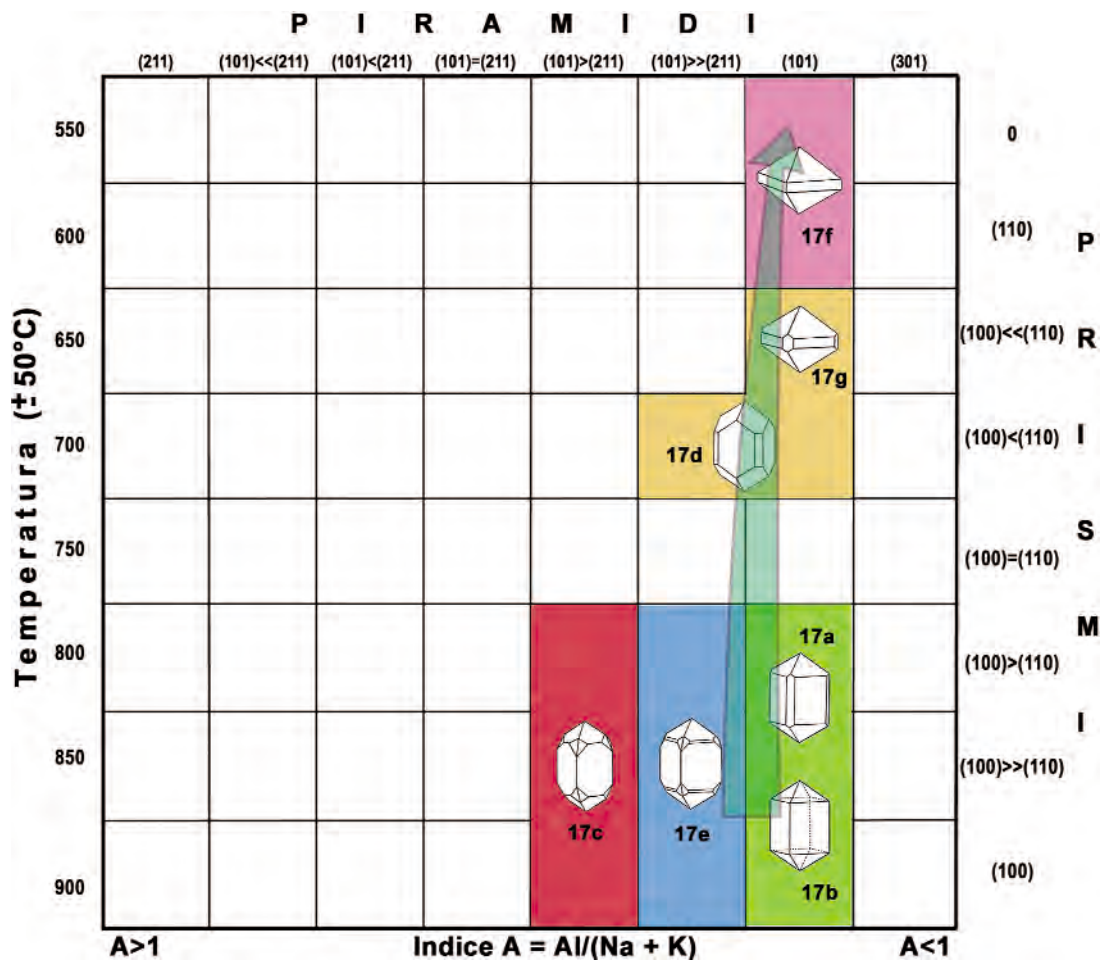


Fig. 4. Le morfologie dei cristalli di zircone del Lazio ed il loro significato petrogenetico. In trasparenza verde è riportata la freccia che in Fig. 3 descrive i magmi alcalini mantellici da cui si originano gli zirconi riconosciuti. Le forme cristalline sono quelle della Fig. 17a-f in Mattei *et al.* (2011).



giore invece di nuovo presenta le stesse caratteristiche degli zirconi precedentemente descritti in “Fig. 17c”. Gli zirconi in “Fig. 17e” risultano quindi un ottimo esempio di come questo minerale abbia “registrato” nella sua morfologia una variazione del contenuto di  $Al_2O_3$  nel magma, modificando la forma della bipiramide ditetragonale.

Rari invece sono gli zirconi della tipologia rappresentata in “Fig. 17d-g”, in cui il prisma {110} diviene predominante sullo {100}, mantenendo invece la piramide fondamentale {101}. Tali zirconi, osservando la griglia in Fig. 2, sono riconducibili alle tipologie S10, P1 e P2 e indicano ancora un fuso alcalino che però ha cristallizzato a temperature più basse (circa 650-700°C).

Infine sono stati rinvenuti in proietti magmatici del Complesso Sabatino, zirconi (“Fig. 17f”) con prisma dallo sviluppo limitato o assente. Tali forme, secondo la classificazione proposta, sono riferibili alle tipologie G3, A, in cui il prisma dominante se presente è {110} e la bipiramide è la {101}: queste morfologie indicano fusi alcalini solidificatisi a temperature dell'ordine 550-600°C.

### Conclusioni

Osservando le varie tipologie di zirconi riconosciute e descrivendo la loro morfologia cristallina, si è visto che gli zirconi laziali mostrano una progressiva evoluzione da prisma {100} dominate a prisma {110} dominate fino anche a forme in cui il prisma è del tutto assente (con popolazioni rispettivamente più povere). Tale evoluzione è concordante con l'ipo-

tesi di un fuso ad alta temperatura che raggiunge la camera magmatica, e qui, in stasi, inizia a raffreddare e a solidificare blocchi sienitici. Man mano che la cristallizzazione prosegue, tale fuso tenderà a migrare verso la parte più alta della camera, raffreddandosi ulteriormente.

Maggiori saranno grado e velocità di raffreddamento, minore sarà la possibilità di cristallizzare ulteriori blocchi sienitici olocristallini mesocristallini (e questo si riflette nella difficoltà di ritrovare inclusi magmatici di “bassa temperatura”, e quindi zirconi senza prisma!).

La forma della bipiramide invece permette di definire il carattere petrogenetico del magma: la maggior parte degli zirconi hanno mostrato bipiramide tetragonale {101} dominante. Tale morfologia indica un fuso alcalino di origine profonda e mantellica. Tuttavia, sono stati riconosciuti esemplari che hanno sviluppato anche la bipiramide ditetragonale secondo la relazione  $\{101\} > \{211\}$ , e questo ci suggerisce varie possibili ipotesi (che non necessariamente si devono escludere a vicenda). Le due principali prevedono: la prima una interazione del fuso alcalino con rocce allumino-silicatiche (forse rocce quarzoso-biotitiche e scisti del basamento metamorfico toscano?) che hanno variato positivamente il contenuto di  $Al_2O_3$  del magma; la seconda invece una stasi del magma in camera magmatica che attraverso la separazione di cumolati (estrazione di olivina e pirosseno) portano ad un relativo arricchimento della componente alluminifera.

L'ipotesi di un fuso alcalino, che, durante la sua ascesa, interagisce prima con le rocce allumino-silicatiche del basamen-

to, e poi sviluppa periodi di stasi in sistemi di camere magmatiche via via più superficiali in cui però si possono ancora verificare iniezioni di nuovo magma più caldo, è in accordo con i risultati ottenuti da Della Ventura *et al.* (1992) sullo studio petrogenetico degli inclusi sienitico-trachitici del Distretto Sabatino. Tale ipotesi, più in generale, ben si inserisce nel quadro dell'evoluzione della Provincia Magmatica Romana: una provincia petrogenetica caratterizzata da fusi "subalcalini" ricchi in potassio, derivati da un magma originario del mantello superiore (Peccerillo, 2004). Tale magma è stato "trasformato" da fenomeni di metasomatismo e

di assimilazione, probabilmente quando ha incontrato e ha iniziato ad interagire con la crosta profonda del vecchio basamento metamorfico toscano (di età paleozoica) e successivamente con le rocce sedimentarie e carbonatiche delle successioni tosco-laziali (Peccerillo, 2004; Conticelli *et al.*, 2010).

### Ringraziamenti

Si ringraziano il dott. Fabio Bellatrecia, del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università Roma TRE, e Roberto Pucci, del G.M.R., per l'utile contributo fornito nella stesura dell'articolo.



### BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- BELOUSOVA E.A., GRIFFIN W.L. & O'REILLY S.Y., (2006) - Zircon Crystal Morphology, Trace Elements Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for petrogenetic modelling: Examples from Eastern Australian Granitoids - *Journal of Petrology*, 47, 329-353.
- CONTICELLI S., LAURENZI M.A., GIORDANO G., MATTEI M., AVANZINELLI R., MELLUSO L., TOMMASINI S., BOARI E., (2010) - Leucite-bearing (kamafugitic/leucitic) and free (lamproitic) ultrapotassic rocks and associated shoshonites from Italy: constraints on petrogenesis and geodynamics - *Journal of the Virtual Explorer*, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Vol. 36, paper 20.
- DEER W., HOWIE R.A., & ZUSSMAN J. (1997a) - Rock Forming Minerals Vol. 1A - Orthosilicates (second edition) - *Geological Society of London*, pp. 932.
- DEER W., HOWIE R.A., & ZUSSMAN J. (1997b) - Rock Forming Minerals Vol. 2A - Single-Chain silicates (second edition) - *Geological Society of London*, pp. 680.
- DELLA VENTURA G., DI LISA G.A., MARCELLI M., MOTTANA A. e PARIS E., (1992) - Composition and structural state of alkali feldspars from ejecta in the Roman Potassic Province, Italy; petrological implications - *European Journal of Mineralogy*, 4, 411-424.
- HEAMAN L.M., BOWINS R. & CROCKET J., (1990) - The Chemical composition of igneous zircon suites: implication for geochemical tracer studies - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1597-1607.
- MATTEI L., PUCCI R., SIGNORETTI E., (2011) - Il Lazio e i suoi zirconi - *Il Cercapietre, Notiziario del G.M.R.*, 1-2/2011, 27-41.
- PECCERILLO A., (2004) - Carbonate-rich pyroclastic rocks from central Apennines: carbonatites or carbonated rocks? A Commentary. - *Periodico di Mineralogia*, 73, 165-175.
- PUPIN J.P., (1980) - Zircon and granite petrology - *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.
- VAVRA G., (1993) - A guide to quantitative morphology of accessory zircon - *Chemical Geology*, 110, 15-28.