

CAPITOLO 6

GEOCROLOGIA

Gli studi sui terreni di alta temperatura relativi alla sequenza degli eventi geologici possono essere molto complessi, dato che le relazioni strutturali, forniscono età relative e non assolute. Quindi, per determinare età assolute, bisogna conoscere un processo che inizia contemporaneamente alla formazione della roccia e continua ad una velocità da noi conosciuta. L'accumulo dei prodotti dati dal decadimento radioattivo di un isotopo instabile "genitore" è uno di questi processi. Tali studi, nel presente lavoro di tesi, sono stati effettuati tramite l'utilizzo dello SHRIMP (Sensitive High Resolution Ion Microprobe) che differisce da altre microsonde ioniche per l'elevata sensibilità e risoluzione di massa nell'effettuare misure accurate di composizioni isotopiche di elementi in traccia a concentrazioni di poche parti per milione. Nel 1982 fu calibrato per la geocronologia U-Pb su zircone che per l'alta concentrazione in U e la bassa diffusione del Pb rappresenta il minerale principale utilizzato assieme alla monazite. In questo capitolo si discuterà dei principi che regolano il decadimento radioattivo, il design e funzionamento dello SHRIMP, preparazione del campione e procedure analitiche fino ad ottenere datazioni assolute dei campioni selezionati, utili per tracciare nel tempo la messa in posto delle differenti intrusioni granitoidi considerate.

6.1. Principi della geocronologia isotopica di U-Th-Pb e decadimento radioattivo.

Attraverso il decadimento radioattivo di isotopi instabili, usati come geocronometri, gli studi geocronologici si basano sui seguenti concetti generali:

- quando un minerale si forma, includerà elementi radioattivi e idealmente escluderà i prodotti del decadimento radioattivo dell'elemento considerato;
- elementi radioattivi decadono in prodotti chiamati "figli" che si accumuleranno nella fase minerale di cui fanno parte;
- il decadimento radioattivo di un isotopo instabile è una funzione diretta della stabilità nucleare e del tempo, e non è influenzato da fattori esterni come temperatura, pressione e chimica;
- se un isotopo instabile decade in uno stabile attraverso una serie di prodotti intermedi, si dovrebbe istituire un equilibrio secolare tale che il tasso di produzione del prodotto figlio stabile risulti lo stesso del tasso di decadimento dell'elemento genitore.

Il tasso di decadimento radioattivo è funzione di differenti fattori, quali:

- numero degli atomi genitori radioattivi presenti “P₀” (parents)
- tempo (t)
- costante di decadimento (λ), definita come la probabilità che un particolare nucleo decadrà in un tempo specifico.

$$D = P_0(1 - e^{-\lambda t}) \quad (6.1)$$

$$D/P = e^{\lambda t} - 1 \quad (6.2)$$

quindi:

$$t = \frac{\ln(D/P + 1)}{\lambda} \quad (6.3)$$

Un parametro più intuitivo, il tempo di dimezzamento (τ), può essere usato come alternativa alla costante di decadimento.

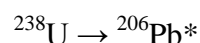
$$\tau = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (6.4)$$

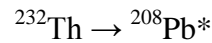
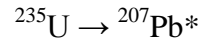
Con τ si intende il tempo con cui metà degli originali nuclei presenti decadono.

6.2. Schema di decadimento della serie U-Th-Pb.

L’Uranio si può trovare in tre isotopi radioattivi naturali: ²³⁸U, ²³⁵U e ²³⁴U, mentre, il Torio in ²³²Th e altri cinque isotopi radioattivi come prodotti intermedi di ²³⁸U, ²³⁵U e ²³²Th.

²³⁸U, ²³⁵U e ²³²Th, formano catene radioattive che terminano con un isotopo stabile del Pb*.





Il quarto isotopo stabile del Pb, ^{204}Pb non è un isotopo radiogenico e può essere considerato come isotopo di riferimento.

Le costanti di decadimento, le abbondanze isotopiche e i tempi di dimezzamento sono riportate nella tabella (6.1).

Isotopo	Abbondanza (%)	Costante di Decadimento (y^{-1})	Half-life (Ma)
^{238}U	99.2743	$1.55125 \cdot 10^{-10}$	4468
^{235}U	0.7200	$9.8485 \cdot 10^{-10}$	703.8
^{232}Th	100.00	$4.9475 \cdot 10^{-11}$	14010

Tab. 6.1 Abbondanze, costanti di decadimento e tempi di dimezzamento dei principali isotopi di U e Th (Faure, 1986).

Considerando la (5.2), le equazioni che descrivono il decadimento di Uranio e Torio, possono essere scritte nel modo seguente:

$$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238} t} - 1) \quad (6.5)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235} t} - 1) \quad (6.6)$$

$$\frac{^{208}\text{Pb}^*}{^{232}\text{Th}} = (e^{\lambda_{232} t} - 1) \quad (6.7)$$

Considerando inoltre che:

$$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = \frac{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} \quad (6.8)$$

dove

$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ è il rapporto isotopico del Pb nel minerale al tempo dell'analisi;

$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i$ è il rapporto isotopico iniziale del Pb al tempo della formazione del minerale;

$\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$ è il rapporto isotopico nel minerale al tempo dell'analisi.

Sostituendo nella (6.8) i relativi valori, e risolvendo in funzione di t nella (6.5), otterremo una età che può essere concordante con quella relativa a ^{235}U , per cui si è fatto lo stesso procedimento, se le condizioni seguenti vengono soddisfatte:

- il sistema deve rimanere chiuso;
- corretti valori dei rapporti isotopici iniziali del Pb;
- corretti valori delle costanti di decadimento;
- la composizione isotopica dell'Uranio non è stata modificata durante il frazionamento isotopico;
- i risultati devono essere liberi da errori sistematici.

Il luogo dei punti ove l'età ottenuta attraverso entrambi i rapporti isotopici $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ è concordante, è definito da una curva chiamata Concordia, fig. 6.2.1 (Wetherill, 1956). Al momento della cristallizzazione essendo il Pb radiogenico zero, il minerale si trova sull'origine degli assi, fino a quando il sistema rimarrà chiuso, i valori dei rapporti isotopici si muoveranno sulla curva Concordia mentre, se il sistema si apre e subisce perdita di Pb^* , si seguirà un'altra curva detta Discordia, dato che i valori dei rapporti isotopici non saranno più concordanti.

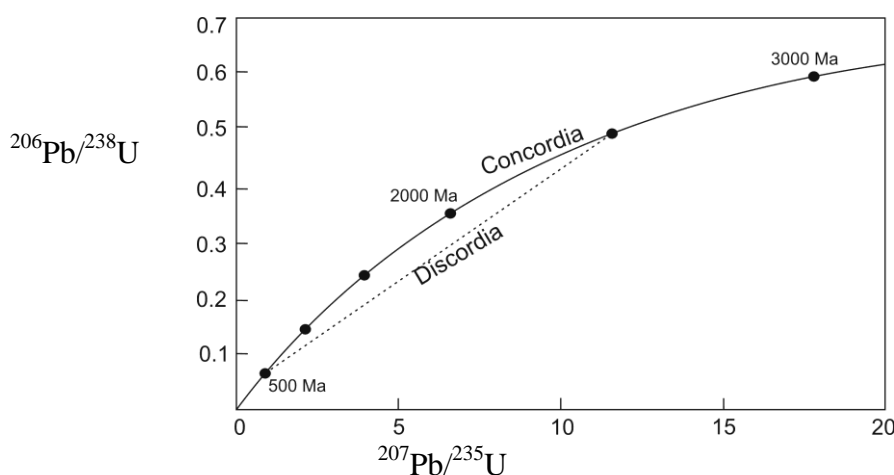


Fig. 6.2.1 Curva Concordia U-Pb (Wetherill, 1965)

Un altro metodo grafico ampiamente usato, è il diagramma di Tera-Wasserburg (fig. 6.2.2), nel quale la curva concordia è basata su differenti rapporti isotopici rispetto al primo. Tali rapporti sono: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sull'asse delle ordinate e $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ su quello delle ascisse. Variazioni nel rapporto Pb/U producono valori discordanti che si collocano anche in questo caso sulla curva Discordia.

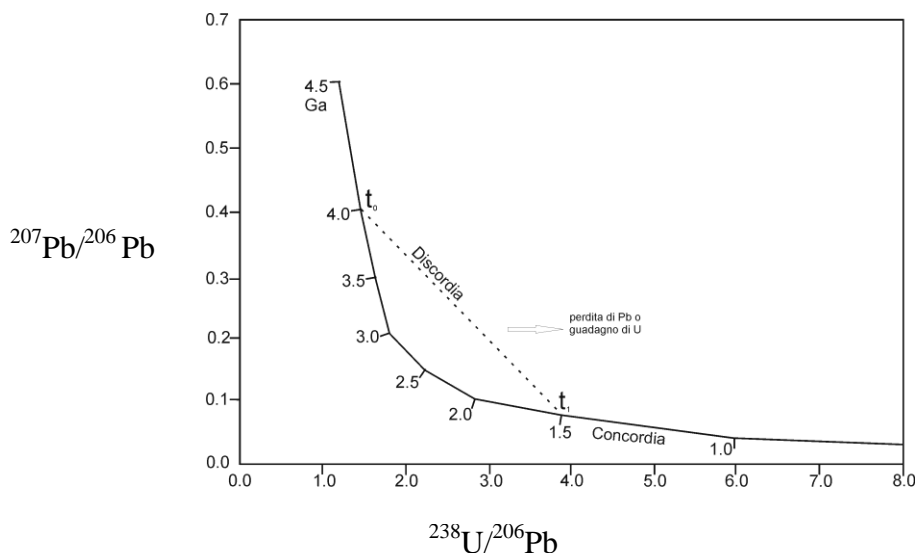


Fig. 6.2.2 Curva Concordia U-Pb Tera-Wasserburg (dopo Geyh & Schleicher, 1990)

L'intersezione superiore delle due curve, viene interpretata come stima dell'età di cristallizzazione, mentre quella inferiore, come tempo trascorso dall'evento di alterazione. Valori discordanti possono essere legati anche all'inheritance, cioè alla presenza di cristalli ereditati più vecchi e incorporati nel magma. La perdita di Pb radiogenico può essere causata da un evento recente (Wetherill, 1956) o per diffusione in lunghi periodi (Tilton, 1960). La diffusione è maggiore nei cristalli metamictici (decadimento- α), nei quali, formandosi una fitta rete di capillari, possono essere attraversati da fluidi responsabili dell'allontanamento del Pb, (Goldrich e Mudrey, 1972). Inoltre da studi effettuati da Silver e Deuysh (1961), si evidenzia la maggiore perdita di Pb in zirconi di piccole dimensioni ed in quelli ad alto contenuto in U.

6.3. SHRIMP design

Lo SHRIMP è una microsonda ionica progettato e costruito presso la Research School of Earth Sciences, Australian National University di Canberra fig. 6.3.1.

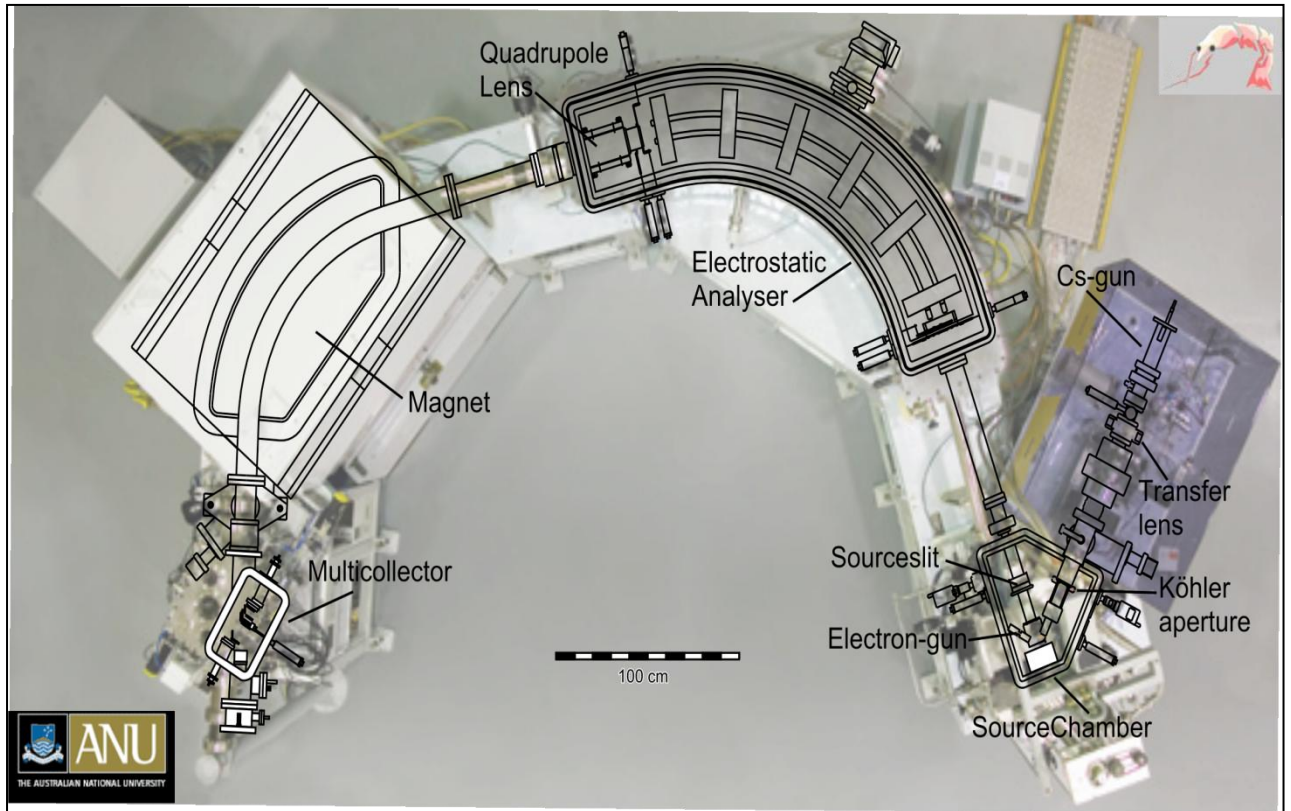


Fig. 6.3.1 Schema dei principali componenti dello SHRIMP II (Ickert et al., 2008 modificato)

Il grande raggio di curvatura del magnete (fig. 6.3.2), pari a 1m, permette di raggiungere un'alta dispersione di massa e quindi ottenere analisi quantitative con una risoluzione di massa fino a 10000, evitando la maggior parte delle interferenze isobariche, e conservando una ragionevole sensibilità (Clement et al., 1977).



Fig. 6.3.2 Magnete

La sorgente primaria è un catodo cavo “duoplasmatron”, dove il fascio di ioni è generato da ossigeno attraverso scariche a 400 V tra il Ni catodo e la piastra dell’anodo. Gli ioni negativi sono estratti dal plasma attraverso un elettrodo intermedio fuori centro. Dopo l’estrazione, il fascio viene indirizzato e trasferito attraverso una serie di lenti elettrostatiche e placche di deviazione, quindi un filtro di (Wien) seleziona gli ioni primari in base alla loro velocità. Tra gli ioni primari, $^{16}\text{O}_2^-$ sono i più efficaci per generare un segnale secondario di ioni positivi. In seguito, il raggio incontra tre lenti elettrostatiche einzel e una apertura facenti parte della “Köhler illumination configuration”, che costituisce il sistema focalizzante. Il fascio, colpisce con un angolo di 45° , la superficie del campione, che viene montato su un disco di resina epossidica di circa 25 mm di diametro “mount”, e quindi caricato su un alloggiamento di acciaio inossidabile all’interno dello strumento. La superficie del campione viene preventivamente metallizzata con oro, per evitare l’accumulo di carica elettrica che può interferire con l’estrazione di ioni secondari. Il campione è monitorato durante l’analisi, tramite un microscopio ottico a luce riflessa. La misura dello spot sul campione varia tra 15 e 30 μm in funzione della misura della apertura di Köhler che per 120 μm si associa a correnti primarie di circa 2-3 nA. Gli ioni positivi secondari vengono espulsi perpendicolarmente dalla superficie del campione con potenziali di 10 kV ed una lente di estrazione massimizza la trasmissione degli stessi che passano tra l’ultima apertura

della sorgente prima di arrivare allo spettrometro di massa. Il raggio secondario passa attraverso l'analizzatore elettrostatico e all'energy slit prima di arrivare a tre lenti a quadrupolo. Una frazione di circa il 10% del raggio secondario, viene misurata e monitorata durante l'analisi.

Lo spettrometro di massa consiste in un analizzatore elettrostatico cilindrico (ESA) (fig. 6.3.3), fornito di aperture in entrata e uscita per focalizzare l'energia e trasferire, tramite il quadrupolo elettrostatico, il raggio secondario all'interno del settore magnetico, il quale separa le masse. Un dispositivo di controllo retrattile posto nel ESA può ottimizzare il raggio secondario durante le procedure di set-up.



Fig. 6.3.3 ESA

Ogni massa ha una posizione ottimale nel collettore (fig. 6.3.4), quest'ultimo è montato, tramite un computer di controllo, lungo l'asse del raggio e può spostarsi in funzione della massa durante le analisi. L'ampio intervallo di separazione delle masse, raggiunto tramite le grandi dimensioni dello spettrometro, fornisce un'ampia scelta nelle dimensioni dell'apertura del collettore e quindi elevata sensibilità. Tale apertura, è tipicamente settata a $80\ \mu\text{m}$ per analisi U-Th-Pb risultando una risoluzione di massa pari circa a 6000. Una lente ritardante, posta dopo l'apertura del collettore, ha lo scopo di filtrare gli ioni a bassa energia e quindi pulire lo spettro. La conta degli ioni, si ottiene attraverso un moltiplicatore in cui le masse sono direttamente spostate dal campo magnetico.

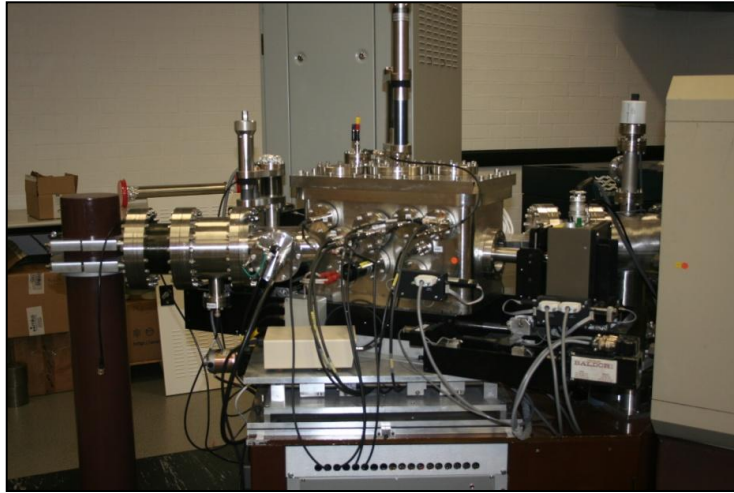


Fig. 6.3.4 Multicollettore

I picchi delle masse risulteranno piani e quindi ottimali quando l'ampiezza del raggio è minore rispetto all'ampiezza dell'apertura del collettore. L'intero sistema è tenuto sottovuoto a circa 10^{-8} torr da quattro pompe turbo molecolari. La camera del campione (fig. 6.3.5) è refrigerata per evitare qualsiasi fenomeno di condensazione di vapore acque residuo.

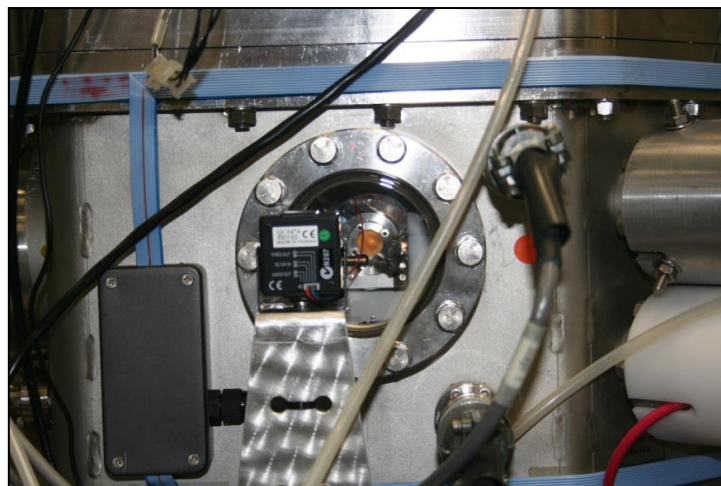


Fig. 6.3.5 Camera di alloggiamento del campione

6.4. Preparazione del campione

I campioni, del peso di circa 1-1.2 Kg, vengono macinati dopo che tutte le porzioni alterate sono state eliminate. La macinazione prevede due fasi che portano il campione ad una granulometria compresa tra ½ e 1 pollice (chips). Lo step successivo prevede il passaggio attraverso una colonna di due setacci, tra i quali, il primo, 12 mm (3/8) con una luce di maglia di 0.375 pollici, raccoglie il campione adibito all'analisi, mentre il secondo, 5 mm (3/16) con una luce di maglia di 0.316 pollici, accumula campione che potrebbe servire per ulteriori analisi. Infine una vaschetta di raccolta, conterrà la porzione impura che verrà quindi eliminata. I chips raccolti nel primo setaccio, vengono lavati con acqua e quindi messi ad asciugare in stufa a 100 °C. Il campione viene posto di una vaschetta in carburo di tungsteno all'interno del "rocklabs" che in 15/20 secondi lo riduce ulteriormente, alternando ad ogni campione un passaggio con sabbia conglomeratica. Quindi viene setacciato per 5 minuti all'interno della setacciatrice "ro-tap" una volta posto nel setaccio di 275 µm. La polvere ottenuta, viene posta all'interno di un becker di 4000 ml in pyrex riempito per metà di acqua. La porzione più pesante, che resta sul fondo facendo scorrere acqua all'interno del becker, è quella adibita al passaggio nuovamente in stufa a 100°C per circa 90 minuti. Lo step successivo consiste nella separazione, in due fasi, dei minerali tramite liquidi pesanti. Presi 500 g di campione, si pongono all'interno di un becker ad imbuto assieme a tetrabromoetano (S.G. 2.96) e mescolando con una bacchetta in vetro, si separano minerali più leggeri (plagioclasti, quarzo, K-feldspato etc.) da quelli più pesanti (biotite, zircone, monazite, pirite etc.) che restano sul fondo. La porzione pesante serve per ulteriore separazione, mentre quella leggera si può eliminare. La seconda fase, prevede l'utilizzo di metileneiodide (S.G. 3.32) che separa la biotite da zircone e monazite. La porzione pesante una volta separata viene risciacquata con acetone e posta ad asciugare sotto lampada. Dato che non tutta la biotite risulterà separata, si sfrutta la suscettività magnetica dei minerali, usando il separatore magnetico Frantz a 0.5 A per la suddetta fase minerale, mentre con 1 A si separerà lo zircone (non magnetico) dalla monazite (poco magnetica). Gli zirconi così ottenuti vengono scelti ad uno ad uno durante la fase di hand picking al microscopio binoculare, avendo cura nello scegliere cristalli sufficientemente grandi (>25 µm), limpidi e senza fratture e grosse inclusioni. Diverse striscie contenenti dai 300 ai 500 cristalli vengono montate su un vetrino, 5.5 x 5.5 cm e 0.5 cm di spessore, preventivamente preparato, posizionandole parallelamente a quelle dei cristalli standard.

Gli standard utilizzati sono due: SL 13 ($U=238\text{ppm}$) e TEMORA II ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}=0.06683$). Posizionate le strisce, in modo tale che tutti i cristalli abbiano l'asse maggiore parallelo alla superficie del vetrino, si può passare alla fase successiva, durante la quale si realizza il "mount" di 25 mm di diametro, all'interno di cui si collocano i cristalli (fig. 6.4.1).



Fig. 6.4.1 Mount

Si posiziona un piccolo cilindro di plastica in coincidenza del cerchio tracciato sul vetrino. All'interno del cilindro viene versata resina epossidica fino ad uno spessore di 1 cm, inglobando le strisce di cristalli sul vetrino, e si lascia su piastra a $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ per circa 12 ore. Quando la resina si solidifica, il mount si stacca dal vetrino, viene tagliato a metà, parallelamente al diametro, levigato con carta vetrata e, infine, ridotto di uno spessore di alcuni μm , tramite pasta diamantata, fino a quando i cristalli di zirconio risultano sufficientemente esposti. Il mount risulta pronto dopo aver effettuato 4 fori filettati che serviranno per montarlo nella camera di alloggiamento dello SHRIMP. Vengono effettuate le foto al microscopio di tutte le strisce di cristalli per avere la mappa del mount durante le analisi. Le foto in luce trasmessa e riflessa al microscopio, non permettono di osservare le strutture interne ai cristalli e quindi, al SEM vengono effettuate foto in catodoluminescenza tramite un microscopio a scansione elettronica Hitachi S-2250N, le quali, permettono di osservare le strutture interne dei cristalli e la presenza di "inherited cores". Lavato il mount, e messo in stufa per un'ora, si passa al successivo step per la metallizzazione. Il mount viene metallizzato con oro (spessore 4-6 nm) per analisi U-Pb e con alluminio per analisi di ossigeno isotopico, usando una Univex 300. Sui quattro fori filettati del mount, viene montato un anello in metallo assieme a tre strisce autoadesive per avere maggiore stabilità, quindi si pone nella camera di alloggiamento dello SHRIMP con i cristalli esposti verso l'interno e pronti a ricevere il raggio primario ed essere analizzati seguendo le procedure descritte da Williams e Claesson (1987).

6.5. Analisi SHRIMP

La separazione delle fasi minerali, le immagini in (SEM-CL) e le analisi per la datazione di zircone e monazite tramite l'utilizzo dello SHRIMP, sono state condotte presso la Research School of Earth Sciences, Australia National University di Canberra, sotto la direzione del Dr I.S Williams. Tra il gruppo delle trondhjemiti, sono stati selezionati, un campione di trondhjemite eterogranulare (V4B) e uno di trondhjemite equigranulare (V40A). Nel primo sono state effettuate le analisi sia su zircone che monazite mentre nel secondo solo su zircone. Tra il gruppo dei graniti è stato selezionato un campione appartenente ai sienograniti (A4) che rappresentano la tipologia maggiormente presente nell'area di studio. Su tale campione, data la bassa concentrazione di zircone e la scadente qualità dello stesso sia per dimensioni che per la presenza di abbondanti inclusioni, si è scelto di effettuare le analisi, esclusivamente su monazite. Infine, è stato analizzato il campione di granodiorite (V33) sia su zircone che su monazite.

6.5.1. Trondhjemite eterogranulare V4B

Morfologia e struttura interna dei cristalli di zircone

Gli zirconi nel campione di trondhjemite eterogranulare V4B si presentano più eterogenei rispetto ad altri campioni e con il 75% di nuclei ereditati. Durante le osservazioni al microscopio e in catodoluminescenza è stato possibile, suddividere in quattro gruppi gli individui di zircone presenti. Il primo (fig. 6.5.1.1 a) è costituito da pochi cristalli con abito allungato, trasparenti ed incolori al microscopio binoculare. Non sono presenti fratture e inclusioni. Alle osservazioni in catodoluminescenza non sono presenti nuclei ereditati e la zonatura semplice si sviluppa parallelamente all'allungamento del cristallo. Tali strutture interne possono essere imputate al fatto che nessuna variazione intervenne durante la storia di cristallizzazione dei grani. Inoltre, la tipologia descritta è confrontabile sia con zirconi derivanti da gabbri della fascia est del Lachlan Orogen in Australia (Hoskin, 2000), ma anche con zirconi appartenenti a rocce gabbriche di diverse parti del mondo (Corfu et al., 2003).

Al secondo gruppo (fig. 6.5.1.1 b) appartengono cristalli con nucleo singolo e di forma quadrata, non presentano evidenti inclusioni e la zonatura oscillatoria, risulta molto regolare, parallela al bordo del nucleo e con differenti spessori delle crescite ignee.

Il terzo gruppo (fig. 6.5.1.1 c) comprende cristalli che presentano nuclei pseudotriangolari, i quali possono avere dimensioni da pochi micron fino a alcune centinaia. I tre gruppi descritti rappresentano comunque solamente il 20% dei cristalli presenti. Il quarto gruppo (fig. 6.5.1.1 d), che comprende circa l'80% degli zirconi presenti, mostra cristalli con abito euedrale o subeuedrale, colore rosa pallido oppure brunoastri a causa delle abbondanti fratture ed inclusioni per lo più ai bordi e maggiori dimensioni rispetto agli altri gruppi. Nella maggior parte dei casi, le terminazioni sono piramidali anche se, talvolta, la forma dei cristalli è meno definita con bordi più arrotondati, anch'essi, spesso, di colore scuro. Attraverso le osservazioni in catodoluminescenza si distinguono due sottogruppi, in funzione della luminescenza dei loro nuclei, determinata dalla differente abbondanza di elementi in traccia tra cui U e Th. Nella maggior parte dei cristalli, infatti, i nuclei si presentano di colorazione chiara e più luminescenti delle porzioni ignee. Talvolta, invece, hanno una minore luminescenza, essendo arricchiti nei suddetti elementi in traccia. Tutti i nuclei, inoltre, sono di grandi dimensioni e possono essere anche multipli. Le zonature oscillatorie accresciutesi a partire dal nucleo possono avere geometrie differenti rispetto a quelle interne, le quali possono presentare anche se rara una diversa distribuzione della luminescenza, e quindi del contenuto in U e Th, che conferisce al nucleo un aspetto maculato.

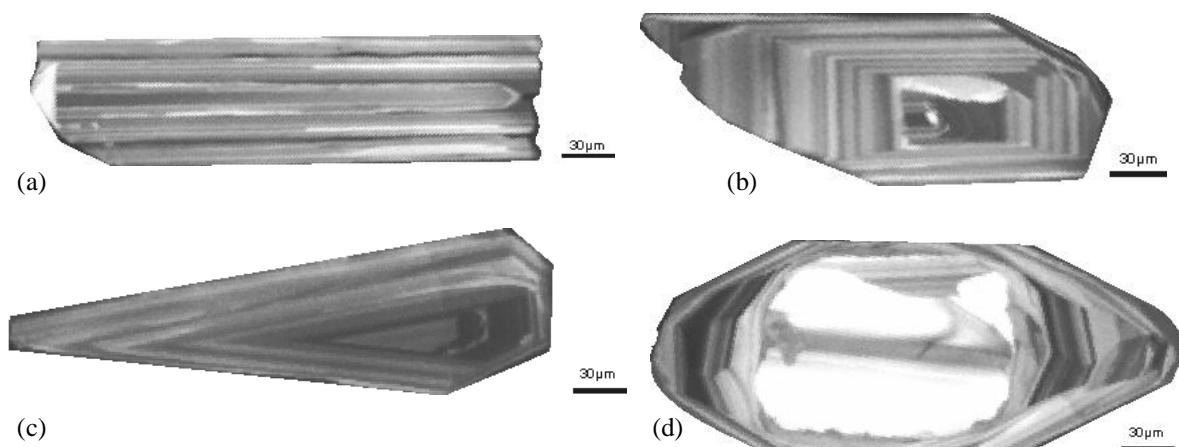


Fig. 6.5.1.1 Immagini in catodoluminescenza di selezionati cristalli di zirconi del campione V4B appartenenti rispettivamente al gruppo 1 (a), gruppo 2 (b), gruppo 3 (c) e gruppo 4 (d).

Risultati analitici

Nel campione di trondhjemite eterogranulare, V4B, usando le procedure simili a quelle descritte da Williams (1998), sono stati datati un totale di 48 zirconi con dimensioni comprese tra 100 e 400 μm , nei quali, 17 spots sono relativi a “igneous rims” e 36 nuclei ereditati a “inherited cores” (fig. 6.5.1.2). Il rapporto U-Pb è stato corretto secondo (Claoué-Long et al., 1995) e normalizzato ai valori dello standard TEMORA II ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.06683$). La concentrazione dell’U è stata normalizzata allo standard SL13 (c. 238 ppm U; Roddick and van Breemen, 1994; Williams, 1998). I risultati sono stati ridotti con software specifici (SQUID v1.13) e la costante di decadimento usata, è stata quella raccomandata da Steiger e Jäger (1977). Il piombo comune è stato corretto secondo il metodo ^{207}Pb -correction (Compston et al., 1992; Williams, 1998; Ludwig, 2001).

I risultati ottenuti sono stati elencati in appendice (D) e plottati su diagrammi concordia (fig. 6.5.1.3), (fig. 6.5.1.4). I contenuti di U negli zirconi ignei, risultano più alti rispetto ai contenuti dello stesso elemento nei nuclei. I primi compresi tra (363-2587 ppm) e i secondi compresi tra (50-1107 ppm). Mentre considerando il rapporto Th/U si hanno valori compresi tra (0.02-0.23) per gli zirconi ignei e (0.06-1.12) per i nuclei. L’aumento della concentrazione in U associato ad una diminuzione del rapporto U/Th, suggerisce che gli zirconi analizzati possono essere cristallizzati assieme a minerali ricchi in Th, probabilmente monazite, in accordo con le osservazioni petrografiche, nelle quali risulta un comune minerale accessorio presente nel campione.



Fig. 6.5.1.2 Immagine in catodoluminescenza di selezionati cristalli di zircono appartenenti al campione di trondhjemite eterogranulare V4B sui quali sono state effettuate le analisi.

Le 17 analisi effettuate sulle sovracrescite ignee, forniscono età di cristallizzazione magmatica all'interno del range (300-321Ma) eccetto il punto 40.1, probabilmente per la posizione molto vicino al nucleo ereditato del cristallo. In conclusione è possibile attribuire alla trondhjemite eterogranulare un'età di cristallizzazione magmatica di 307.8 ± 2.4 Ma come riportato sul diagramma concordia (fig. 6.5.1.3).

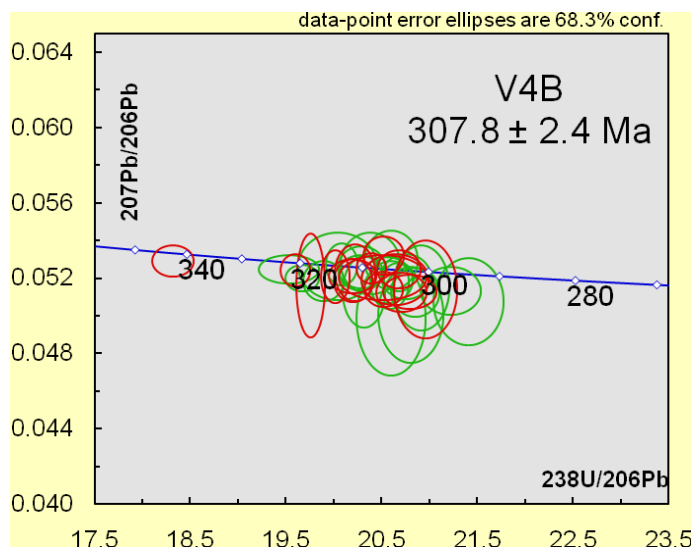


Fig 6.5.1.3 Diagramma concordia U-Pb relativo ai "igneous rims" del campione V4B.

Le differenti età relative ai 36 "cores", osservabili nel diagramma concordia (fig. 6.5.1.4) assieme alle diverse morfologie dei cristalli, possono suggerire una natura detritica degli zirconi probabilmente incorporati nel magma alla sorgente oppure durante la messa in posto. L'abbondanza assieme all'elevato spessore delle sovracrescite magmatiche di nuclei ereditati, indica comunque un'elevata componente sedimentaria alla sorgente.

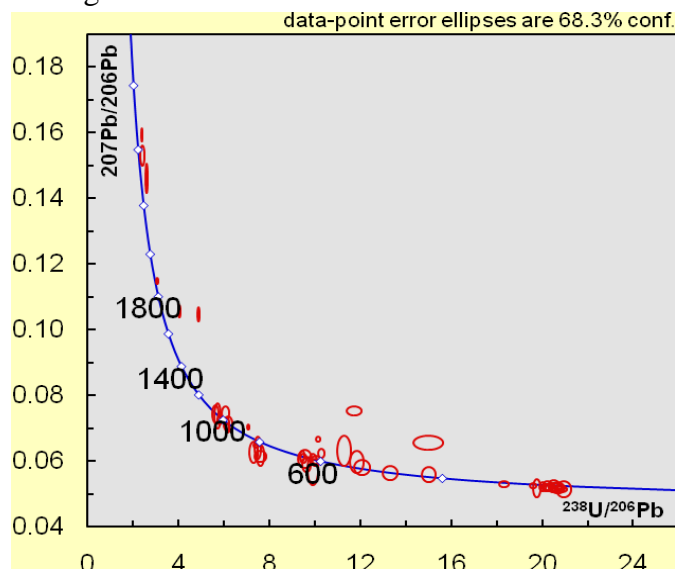


Fig. 6.5.1.4 Diagramma concordia U-Pb relativo al campione V4B.

Morfologia e struttura interna dei cristalli di monazite

La maggior parte dei cristalli di monazite del campione V4B, si presentano con abito tozzo e con bordi talvolta arrotondati ma per lo più spigolosi. Sono presenti molte fratture e inclusioni, queste ultime maggiormente concentrate nelle parti centrali dei cristalli. In alcuni casi è visibile un accenno di zonature interne (fig. 6.5.1.5) non risolvibili al microscopio in luce trasmessa e riflessa. Le porzioni limpide e libere da inclusioni si presentano trasparenti e assumono un colore che tende al giallo paglierino.

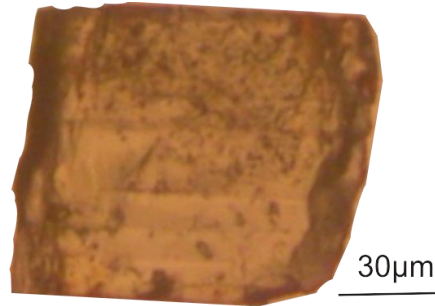


Fig. 6.5.1.5 Cristallo di monazite con visibili zonature interne.

Risultati analitici

Sono stati analizzati 10 cristalli di monazite preventivamente separati e montati su “mount” assieme ai cristalli dello standard 44069. I risultati ottenuti sono stati elencati in appendice (D) e plottati sul diagramma concordia fig. (6.5.1.6). Il contenuto in U è compreso tra (3731-675 ppm). Dopo aver ridotto e corretto i dati, è possibile attribuire alla trondhjemite eterogranulare un età di cristallizzazione magmatica di 299.0 ± 3.7 Ma.

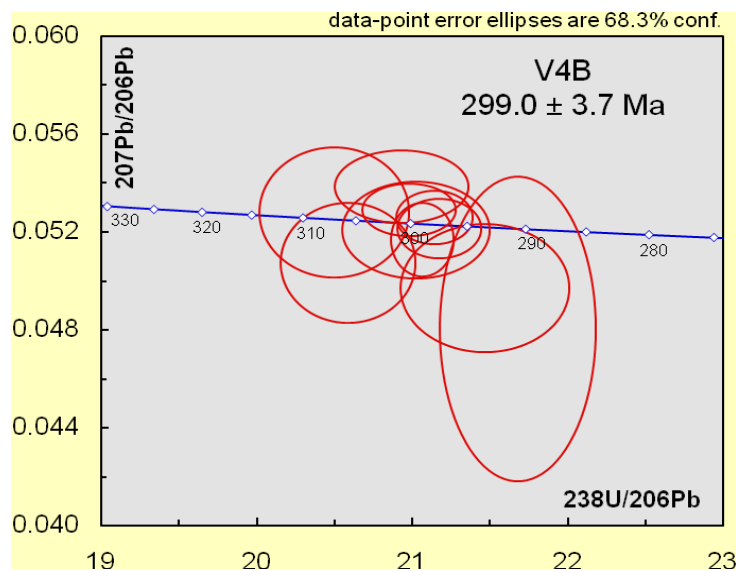


Fig. 6.5.1.6 Diagramma concordia U-Pb relativo ai cristalli di monazite analizzati nel campione V4B.

6.5.2. Trondhemite equigranulare V40A

Morfologia e struttura interna dei cristalli di zirconio

Una prima classificazione degli zirconi è stata effettuata sulla base delle loro caratteristiche morfologiche, della loro zonatura e della presenza di nuclei ereditati presenti nel 90 % dei cristalli. Sono stati riconosciuti due gruppi di cristalli. Il primo (fig. 6.5.2.1 a), è costituito da circa il 10% degli individui, con dimensione variabile da 120 a 150 μm , con abito euedrale e con facce piramidali ben preservate. Generalmente, sono trasparenti e di color rosa pallido, al microscopio binoculare; si presentano raramente fratturati e con scarse inclusioni. Dalle osservazioni in catodoluminescenza, i loro nuclei, piccoli e zonati, appaiono complessivamente arrotondati e, nella maggior parte dei casi, debolmente luminescenti rispetto le porzioni ignee. Si riconoscono, inoltre, zonature oscillatorie. Il secondo gruppo (fig. 6.5.2.1 b), comprende la maggior parte dei cristalli presenti (circa il 90%) ed è costituito da zirconi o porzioni di essi, con dimensione compresa tra 80 e 120 μm , raramente trasparenti a causa dell'abbondante presenza di inclusioni e di fratture (probabilmente dovute ad un notevole grado di metamictizzazione). Alcuni di questi presentano terminazioni piramidali mentre altri hanno forma meno definita e bordi arrotondati. In tutti i cristalli, inoltre, le terminazioni sono, nella maggior parte dei casi, di colore scuro. Alle osservazioni in catodoluminescenza, i nuclei mostrano caratteristiche simili a quelli del primo gruppo e si osservano zonature oscillatorie accresciutesi con bordi paralleli al nucleo. Talvolta, il bordo luminescente della zonatura è tagliato da una locale ricristallizzazione successiva.

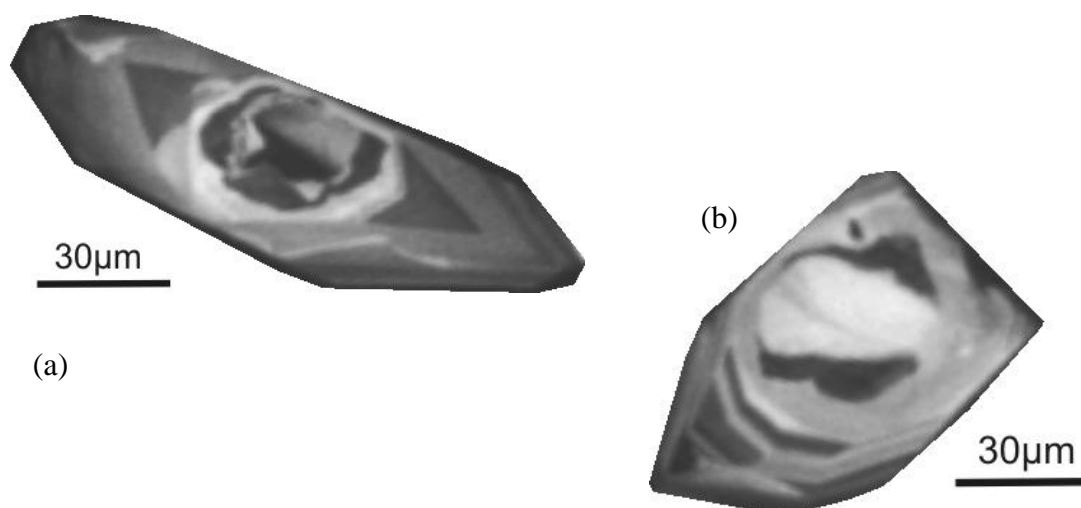


Fig. 6.5.2.1 Immagini in catodoluminescenza di selezionati cristalli di zirconi appartenenti rispettivamente al gruppo 1 (a) e gruppo 2 (b).

Risultati analitici

Nel campione di trondhjemite equigranulare, V40A, sono stati datati un totale di 23 cristalli, in particolare 12 “rims” e 21 “cores” (fig. 6.5.2.2).

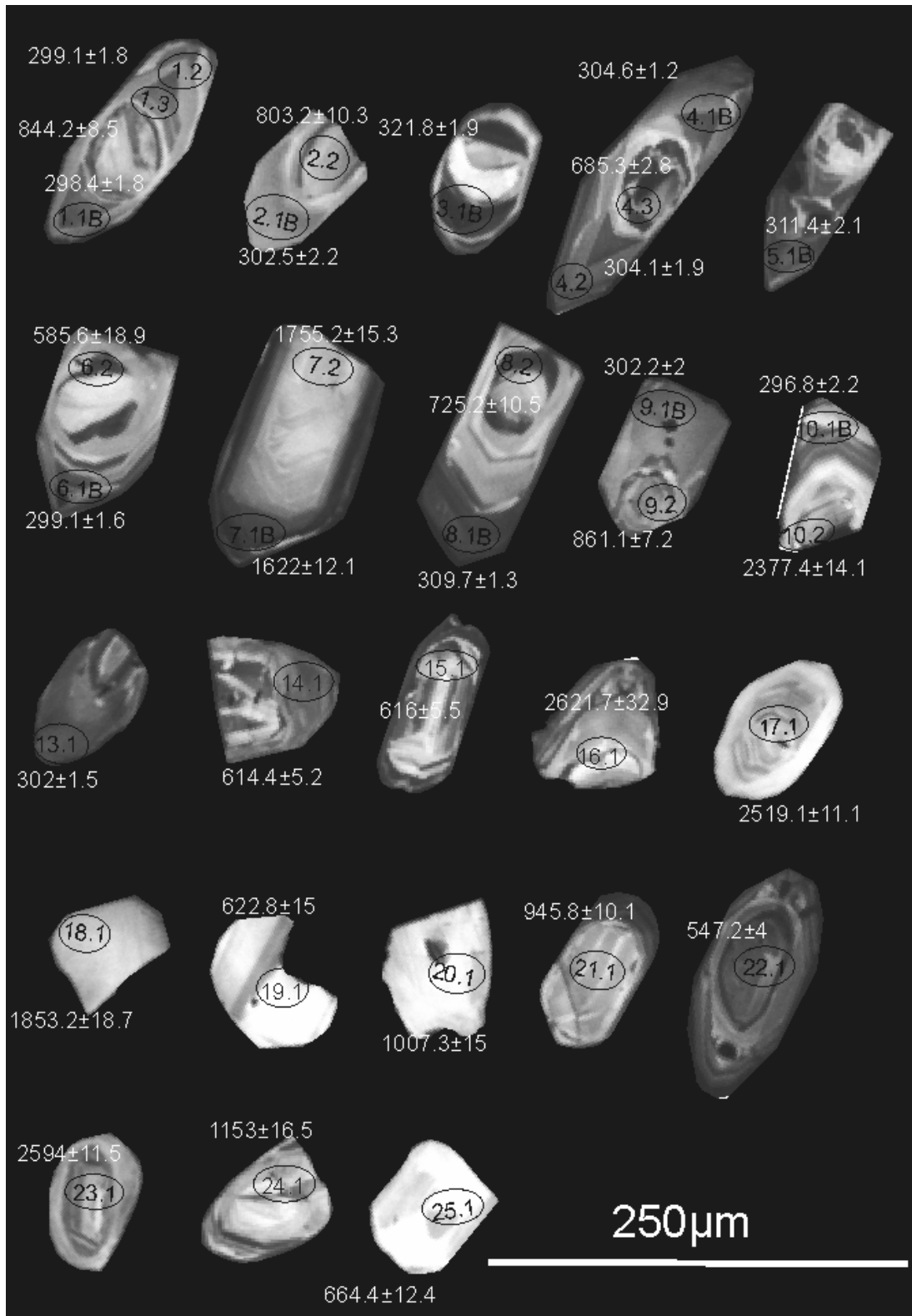


Fig. 6.5.2.2 Immagini in catodoluminescenza di selezionati cristalli di zircone appartenenti al campione di trondhjemite equigranulare V40A sui quali sono state effettuate le analisi.

I risultati ottenuti sono stati elencati in appendice (D) e plottati su diagrammi concordia (fig. 6.5.2.3) e (fig. 6.5.2.4). Anche in questo caso, i contenuti di U negli zirconi ignei, risultano più alti rispetto ai contenuti dello stesso elemento nei nuclei. I primi compresi tra (500-4072 ppm) e i secondi compresi tra (49-1880 ppm). Mentre per il rapporto Th/U si hanno valori compresi tra (0.01-0.39) per gli zirconi ignei e (0.06-1.06) per i nuclei.

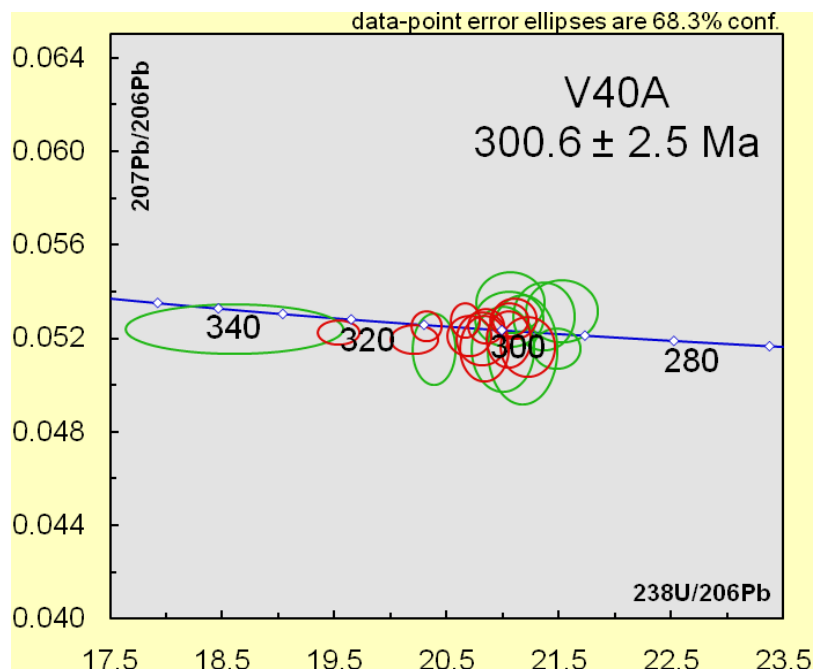


Fig. 6.5.2.3 Diagramma concordia U-Pb relativo ai “rims” del campione V40A.

Il procedimento usato per la riduzione e la correzione dei dati è uguale a quello descritto per il campione V4B. I 12 punti effettuati sulle sovracrescite ignee, forniscono età di cristallizzazione magmatica all'interno del range (278-310Ma). In conclusione è possibile attribuire alla trondhjemite equigranulare un'età di cristallizzazione magmatica di 300.6 ± 2.5 Ma come riportato sul diagramma concordia (fig. 6.5.2.3). Le differenti età relative dei 21 “cores”, osservabili nel diagramma concordia (fig. 6.5.2.4) assieme alle diverse morfologie dei cristalli possono suggerire, anche in questo caso, una natura detritica degli zirconi.

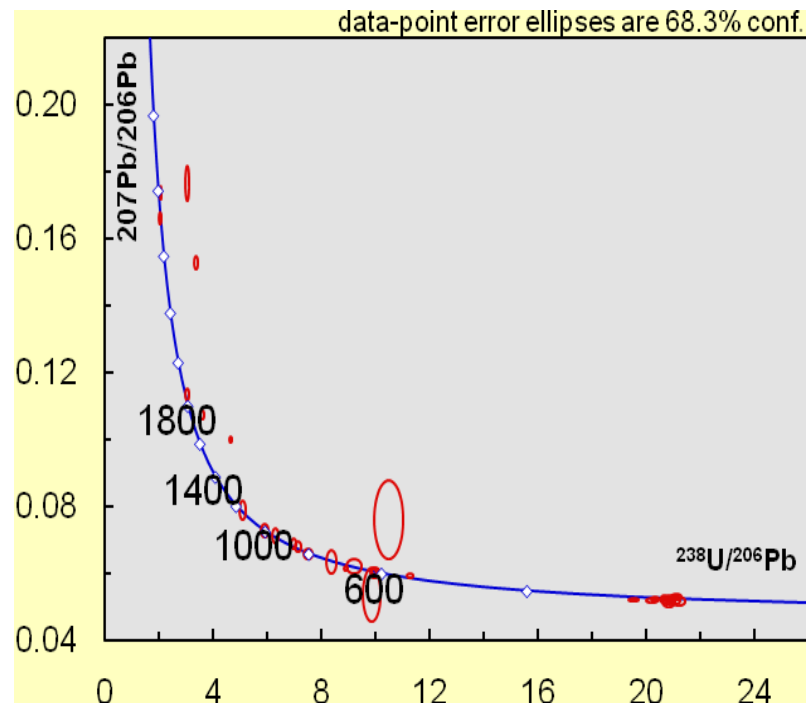


Fig. 6.5.2.4 Diagramma concordia U-Pb relativo al campione V40A.

6.5.3. Granodiorite V33

Morfologia e struttura interna dei cristalli di zirconio

Dalle osservazioni al microscopio binoculare si evince che la maggior parte dei cristalli presenta abito da subeudrale a eudrale con dimensioni comprese tra 50 e 200 μm , di colorazione rosata, trasparenti e con poche inclusioni, concentrate soprattutto nelle porzioni centrali (fig. 6.5.3.1 a). Il resto dei cristalli invece, si presenta con abito tozzo, di colore giallastro e con molte inclusioni e fratture per lo più ai bordi, i quali risultano più arrotondati e di colore scuro rispetto ai cristalli eudrali (fig. 6.5.3.1 b). Dalle osservazioni in catodoluminescenza è stato possibile confermare la suddivisione in due gruppi. Tali gruppi sono stati distinti sulla base delle differenti strutture interne e luminescenza dei loro nuclei. Nel primo gruppo, che rappresenta i cristalli eudrali, i nuclei, si presentano con bassa luminescenza rispetto le sovracrescite ignee, le quali formano una zonatura oscillatoria di spessore variabile. Nel secondo gruppo, i nuclei sono più luminescenti rispetto alle porzioni ignee, le quali presentano una zonatura poco sviluppata.

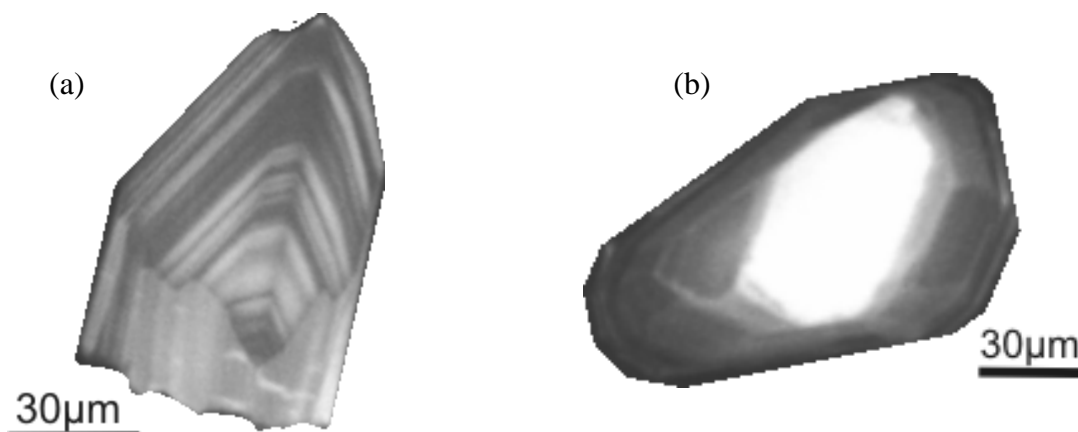


Fig. 6.5.3.1 Immagini in catodoluminescenza di selezionati cristalli di zirconi appartenenti rispettivamente al gruppo 1 (a) e gruppo 2 (b).

Risultati analitici

Nel campione di granodiorite, V33, sono stati datati un totale di 32 cristalli di zirconi, in particolare 19 “cores” e 16 “rims.” (fig. 6.5.3.2).

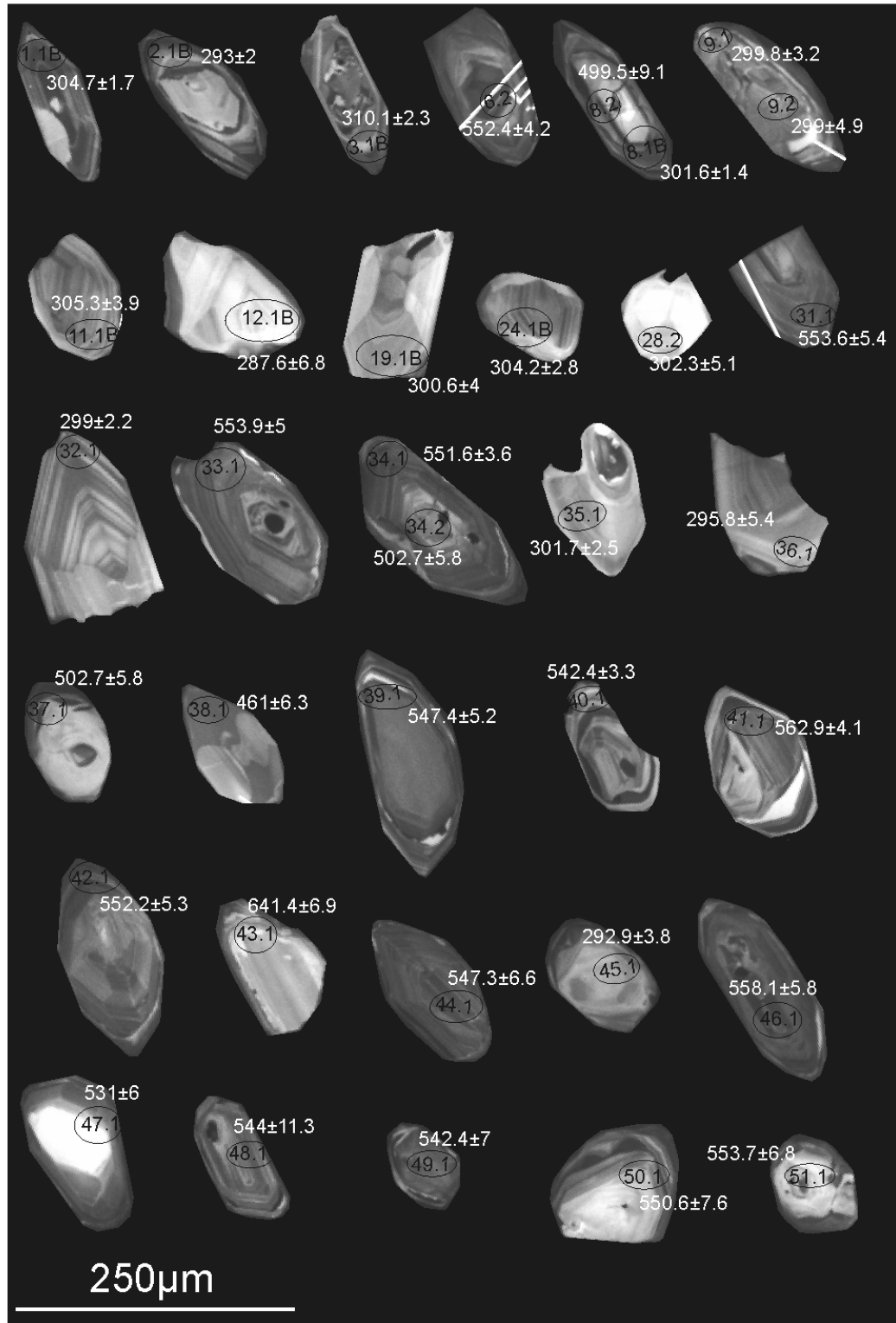


Fig. 6.5.3.2 Immagine in catodoluminescenza di selezionati cristalli di zircone appartenenti al campione di granodiorite V33 sui quali sono state effettuate le analisi.

I risultati ottenuti sono stati elencati in appendice (D) e plottati su due diagrammi concordia (fig. 6.5.3.3) e (fig. 6.5.3.4). In questo caso, i contenuti di U negli zirconi ignei, risultano simili rispetto ai contenuti dello stesso elemento nei nuclei. I primi hanno un range tra (79-1169 ppm) e i secondi tra (166-1094 ppm). Simili valori, e lo stesso valore medio di (0.44) si ha per il rapporto Th/U con valori compresi tra (0.01-1.35) per gli zirconi ignei e (0.11-0.87) per i nuclei.

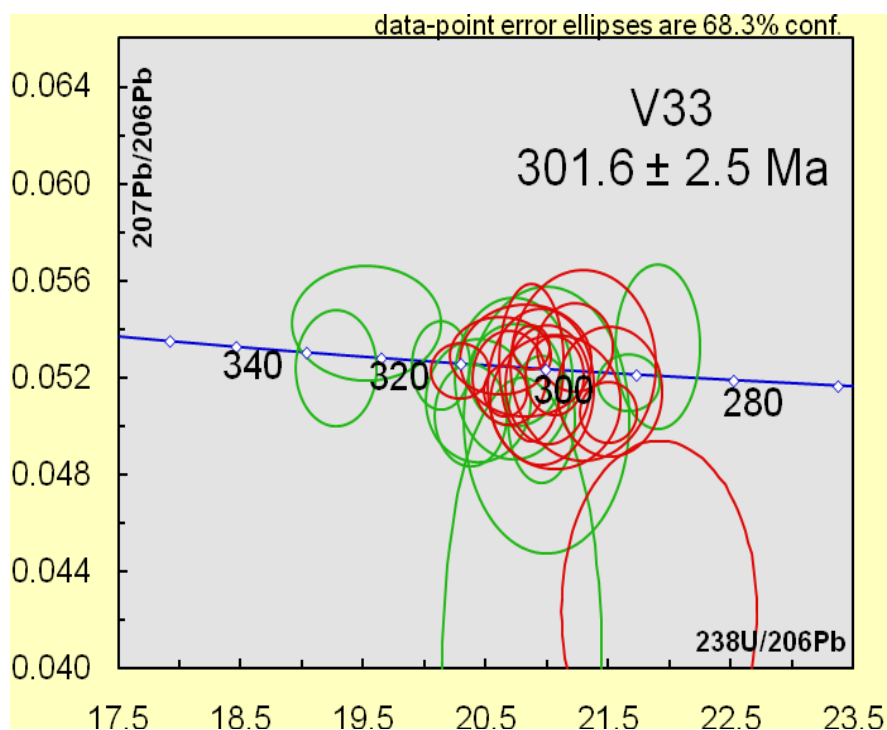


Fig. 6.5.3.3 Diagramma concordia U-Pb relativo ai "rims" del campione V33.

I 16 punti effettuati sulle sovracrescite ignee, forniscono età di cristallizzazione magmatica all'interno del range (287-313Ma). In conclusione è possibile attribuire al campione di granodiorite un'età di cristallizzazione magmatica di 301.6 ± 2.5 Ma come riportato sul diagramma concordia (fig. 6.5.3.3). Le simili età relative dei 19 "cores", osservabili nel diagramma concordia (fig. 6.5.3.4) assieme alla simile morfologia dei cristalli possono suggerire in questo caso, una natura magmatica degli zirconi provenienti da un'unica sorgente.

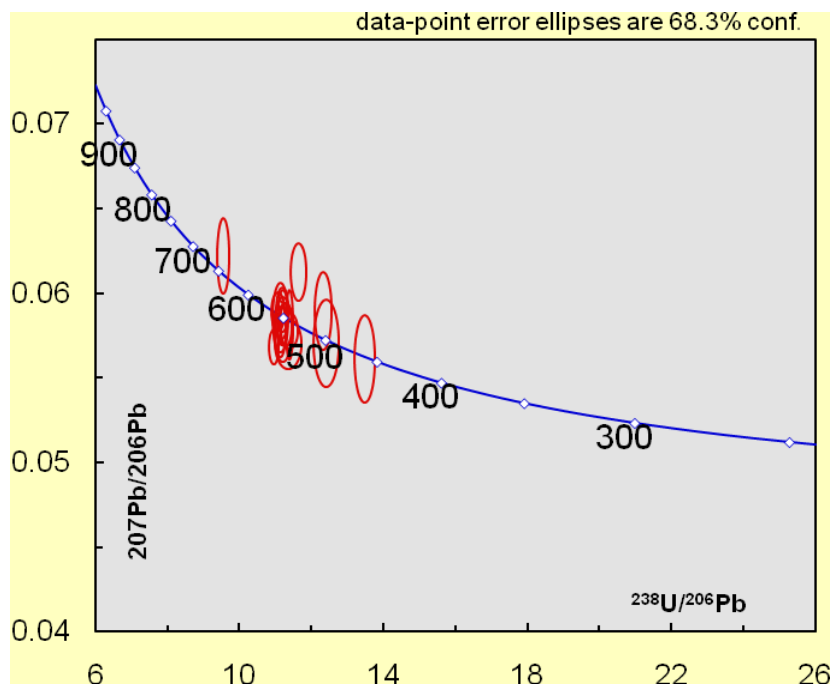


Fig. 6.5.3.4 Diagramma concordia U-Pb relativo agli “inherited cores” del campione V33.

Morfologia e struttura interna dei cristalli di monazite

In funzione delle caratteristiche morfologiche, i cristalli di monazite del campione V33 possono essere suddivisi in due gruppi: il primo con abito tozzo, bordi arrotondati e con la presenza di molte inclusioni (fig. 6.5.3.6 a). Il secondo gruppo è rappresentato da cristalli spigolosi, molto fratturati e con poche inclusioni (fig. 6.5.3.6 b). Le porzioni limpide e libere da inclusioni si presentano trasparenti e di colore giallo/marrone.

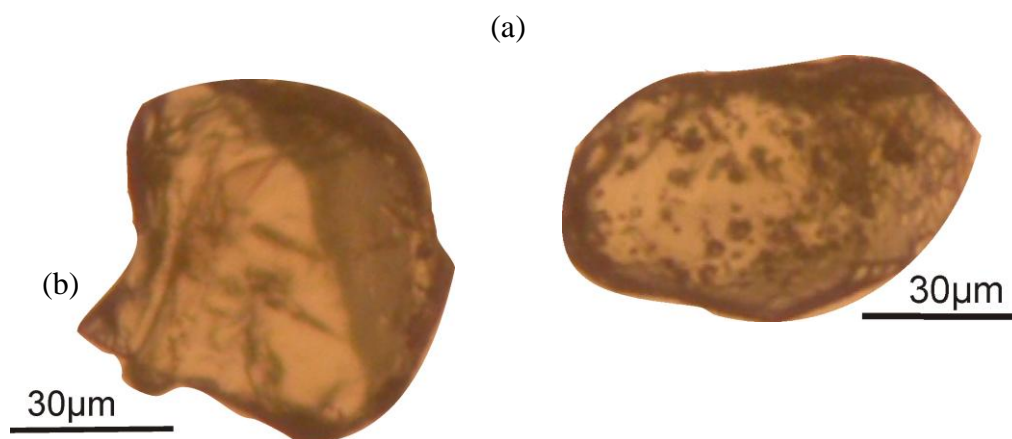


Fig. 6.5.3.6 Selezionati cristalli di monazite appartenenti al primo gruppo (a) e al secondo (b).

Risultati analitici

Sono stati analizzati 10 cristalli di monazite usando come riferimento i cristalli dello standard 44069. I risultati ottenuti sono stati elencati in appendice (D) e plottati sul diagramma concordia fig. (6.5.3.7). Il contenuto in U è compreso tra (3693-307 ppm). Dopo aver ridotto e corretto i dati, è possibile attribuire alla granodiorite un'età di cristallizzazione magmatica di 302.3 ± 4.0 Ma.

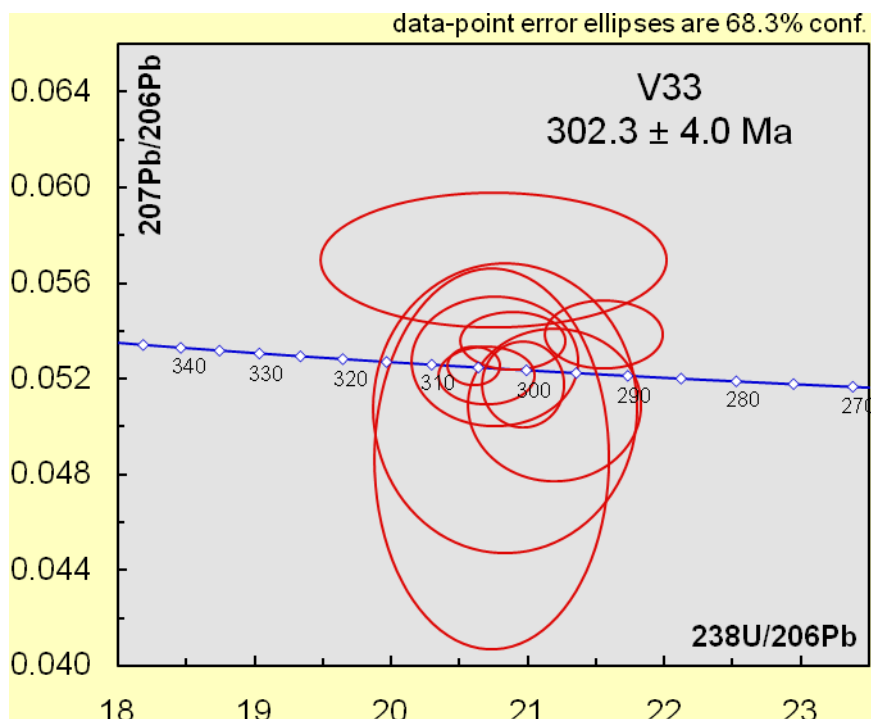


Fig. 6.5.3.7 Diagramma concordia U-Pb relativo ai cristalli di monazite analizzati nel campione V33.

6.5.4. Sienogranito A4

Morfologia e struttura interna dei cristalli di monazite

La maggior parte dei cristalli di monazite del campione A4, si presentano con abito tozzo e con bordi spigolosi. Sono presenti molte fratture e non presentano alcun tipo di zonatura. Le inclusioni sono rare e concentrate ai bordi dei cristalli. Le porzioni limpide e libere da inclusioni si presentano trasparenti e di colore giallo chiaro. Le dimensioni raggiungono alcune centinaia di micron e sono maggiori rispetto ai cristalli di monazite relativi alla trondhjemite e alla granodiorite analizzate (fig. 6.5.4.1).

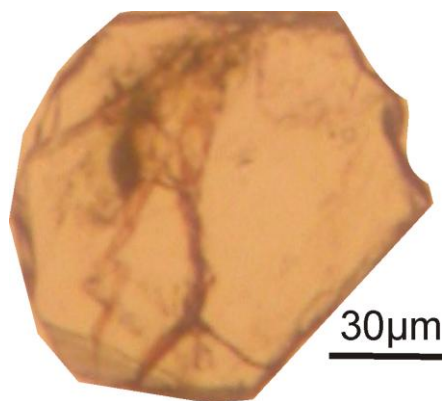


Fig. 6.5.4.1 Cristallo di monazite appartenente al campione A4.

Risultati analitici

Sono stati analizzati 10 cristalli di monazite usando come riferimento i cristalli dello standard 44069 montati sullo stesso “mount”. I risultati ottenuti sono stati elencati in appendice (D) e plottati sul diagramma concordia fig. (6.5.4.2). Il contenuto in U è compreso tra (22072-4611ppm). Dopo aver ridotto e corretto i dati, è possibile attribuire al sienogranito un età di cristallizzazione magmatica di 300 ± 7 Ma, la quale risulta coerente con i risultati ottenuti per il campione di trondhjemite e il campione di granodiorite.

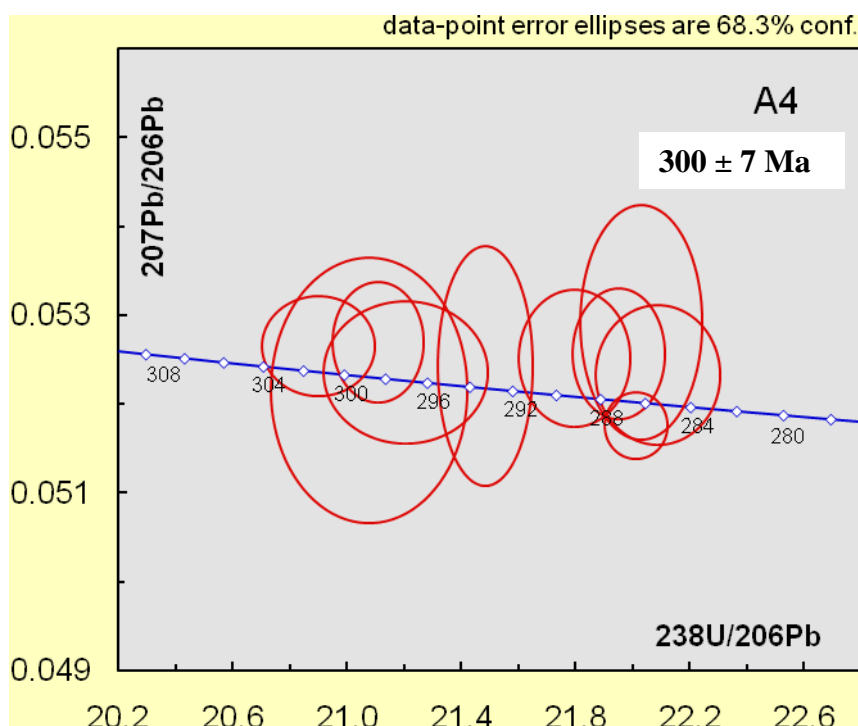


Fig. 6.5.4.2 Diagramma concordia U-Pb relativo ai cristalli di monazite analizzati nel campione A4.