

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**DATAZIONE (U-Th)/He DELLA DORUNEH FAULT
(IRAN)**

Relatore: Prof. Massimiliano Zattin

Laureando: Valentino Dall'Acqua

ANNO ACCADEMICO 2014 / 2015

RIASSUNTO

Il Doruneh Fault System è una faglia trascorrente sinistra lunga circa 900 km che si estende dall'Afghanistan occidentale all'Iran centro-occidentale, ed è una delle principali faglie trascorrenti dell'Asia centrale. Durante la sua storia questa faglia ha cambiato nel tempo senso di *slip* e cinematica: (1) trascorrenza destra dall'Eocene inferiore al Miocene superiore (55,8-5,33 Ma), (2) intervallo a cinematica inversa dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore (5,33-1,8 Ma), (3) movimento trascorrente sinistro dal Pleistocene inferiore all'attuale (1,8-0 Ma; Javadi *et al.* 2013). In questo studio è stato applicato il metodo (U-Th)/He su apatite. I campioni, provenienti dal grande corpo di granitoidi di Kashmar, sono stati lavorati allo scopo di estrarre i minerali utili allo svolgimento delle analisi. Le età ottenute dimostrano che il blocco è stato esumato molto rapidamente tra 4 Ma e 2 Ma, a conferma di quanto ipotizzato in studi precedenti (es. Javadi *et al.* 2013). La ricostruzione della storia termica del batolite di Kashmar ha permesso quindi di restringere, e definire con maggior dettaglio, l'intervallo di tempo durante il quale ha agito la fase principale della tettonica a cinematica inversa.

ABSTRACT

The left-lateral Doruneh Fault System is one of the major transcurrent fault in central Asia, extending ≈ 900 km from western Afghanistan into West-Central Iran. During its history this fault has changed sense of slip and kinematic: (1) Early Eocene to Late Miocene right-lateral movement (55,8-5,33 Ma), (2) Late Miocene to Early Pleistocene reversal interval (5,33-1,8 Ma), and (3) post-Early Pleistocene left-lateral motion (1,8-0 Ma; Javadi *et al.* 2013) . In this study the (U-Th)/He method on apatites has been applied. Samples from the Kashmar granitoids outcrop were crushed and treated to extract crystals suitable for the analysis. The obtained ages demonstrate that the northern block rapidly exhumed between 4 and 2 Ma, confirming what was suggested in previous studies (Javadi *et al.* 2013). Reconstruction of the thermal history of the Kashmar batholith , allowed to define in more detail timing of the inverse kinematics event.

INDICE

<i>CAPITOLO 1:</i>	INTRODUZIONE.....	1
<i>CAPITOLO 2:</i>	INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	3
2.1	OROGENESI DEI MONTI ZAGROS.....	4
2.2	ASSETTO TETTONICO DEL DORUNEH FAULT SYSTEM..	7
2.2.1	SEGMENTI DEL DORUNEH FAULT SYSTEM	9
2.2.2	STORIA CINEMATICA DEL DORUNEH FAULT SYSTEM.....	11
2.2.3	RIGETTO E <i>SLIP RATE</i>	16
2.3	I GRANITOIDI DI KASHMAR.....	17
<i>CAPITOLO 3:</i>	METODI	23
3.1	INTRODUZIONE.....	23
3.2	PRINCIPI DI TERMOCRONOLOGIA	23
3.3	METODO (U-Th)/He.....	26
3.4	ANALISI DEI DATI.....	31
<i>CAPITOLO 4:</i>	CAMPIONI E LAVORAZIONI	35
4.1	PROCESSO DI LAVORAZIONE.....	37
4.2	ANALISI (U-Th)/He	39
<i>CAPITOLO 5:</i>	RISULTATI.....	41

<i>CAPITOLO 6:</i>	DISCUSSIONE	47
	6.1 INTERPRETAZIONE TETTONICA DEI DATI.....	52
<i>CAPITOLO 7:</i>	CONCLUSIONI	55
	<i>BIBLIOGRAFIA</i>	57
	<i>APPENDICE</i>	71

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

In questo studio è stato utilizzato il metodo di datazione (U-Th)/He su apatiti ottenute da campioni di granitoidi del batolite situato a nord della città di Kashmar, a ridosso del Doruneh Fault System (DFS, fig 1.1). Si tratta di una faglia trascorrente sinistra che ha però invertito il suo senso di *slip*, essendo stata una faglia trascorrente destra fino al Miocene superiore. Proprio da questo momento, prima del passaggio all'attuale cinematica trascorrente sinistra, la Doruneh Fault risulta aver avuto un intervallo a cinematica inversa che, secondo studi precedenti, avrebbe agito in un intervallo di tempo compreso tra il Miocene superiore e il Pleistocene inferiore (Javadi *et al.* 2013). Queste conclusioni sono il frutto di osservazioni di campagna basate sullo studio dei rigetti nel *bedrock* e sull'osservazione delle caratteristiche geomorfologiche.

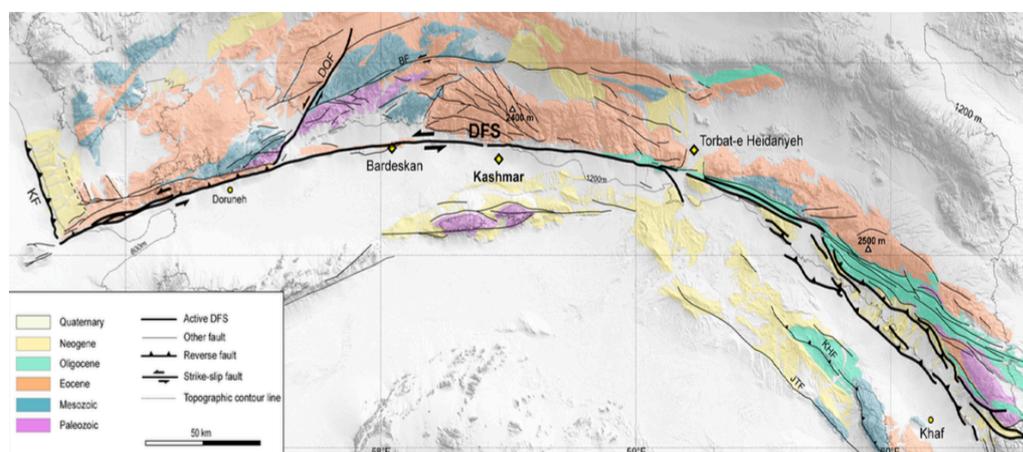


Fig 1.1 – Carta geologica della regione interessata dalla Doruneh Fault (Farbod *et al.* 2011).

Il principale scopo di questo studio è stato quindi quello di andare a verificare questa ipotesi, fornendo dei vincoli geocronologici per il periodo a cinematica inversa.

Una volta processati i campioni e separate le apatiti i risultati delle analisi (U-Th)/He, rappresentanti le età di esumazione, hanno permesso di costruire dei grafici età media/altitudine dei campioni, e le relative storie termiche. L'interpretazione di questi grafici ha portato alla determinazione delle velocità di esumazione ed alla definizione dell'intervallo di tempo rappresentante la fase tettonica principale dell'intervallo a cinematica inversa della Doruneh Fault.

Queste informazioni sono molto importanti per la ricostruzione di un modello cinematico della regione che permetta di fornire una più chiara panoramica sulla geodinamica della zona di collisione Arabia-Eurasia.

CAPITOLO 2

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Doruneh Fault System (DFS) è una delle maggiori faglie trascorrenti dell'Asia centrale e si estende per circa 900 km dall'Afghanistan occidentale (regione di Herat) all'Iran centro-occidentale (area di Anarak; fig 2.1b).

Si tratta di una faglia trascorrente sinistra ed è una struttura chiave nella zona di collisione Arabia-Eurasia, dove borda il margine settentrionale della Central Iranian Microplate (CIM; Javadi *et al.* 2013).

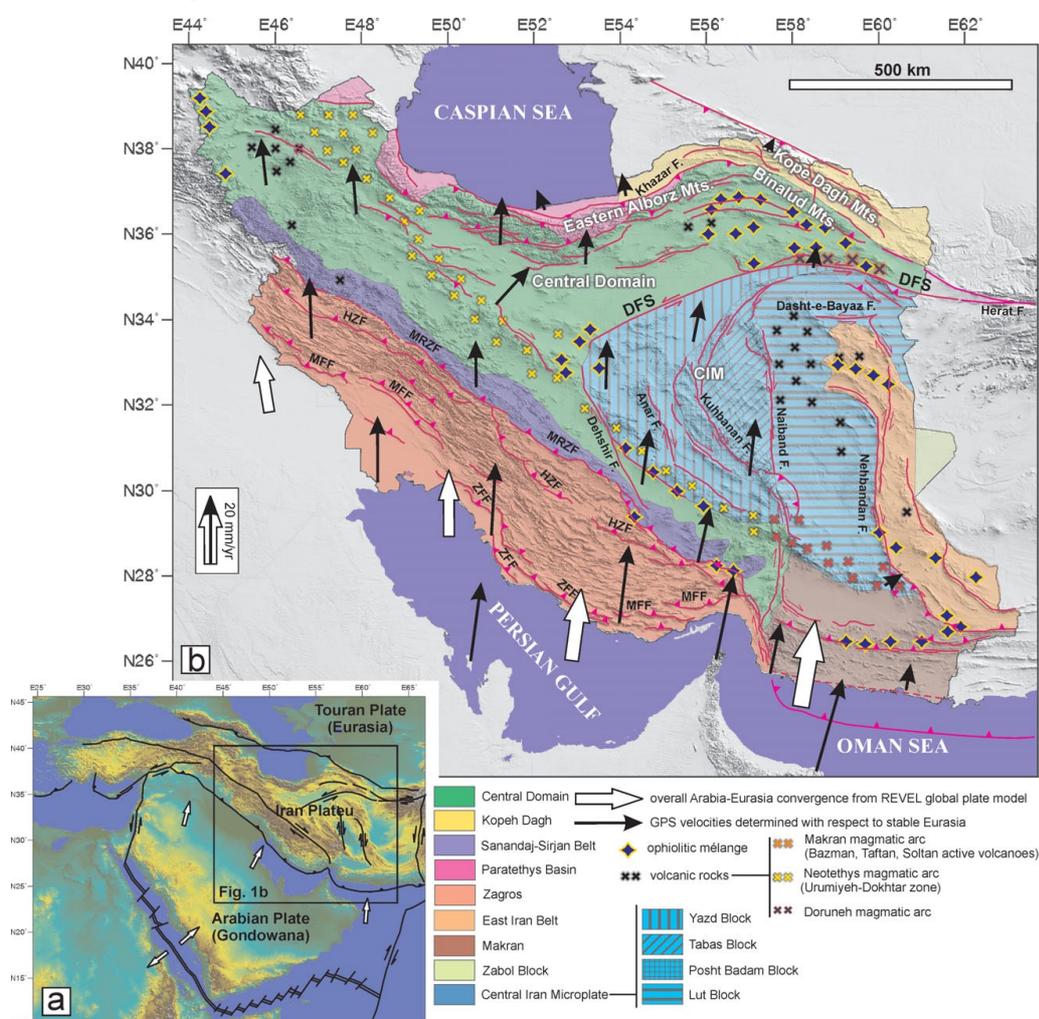


Fig. 2.1 – (a) Setting tettonico dell'Iran; (b) Principali unità sedimentarie-strutturali dell'Iran (Javadi *et al.* 2013).

Il DFS può essere considerato come il proseguimento verso ovest dell'Herat Fault System (sistema di faglie trascorrenti destre), che si estende per più di 1000 km tra Hindu Kush (Himalaya occidentale) e la regione di Herat.

Queste due faglie sono probabilmente quello che rimane di un sistema continuo, ed esteso per 2000 km nell'Asia centrale, probabilmente rappresentante una linea di sutura Mesozoica. Le due faglie sopra citate sono state riattivate nel Cenozoico, con cinematica opposta tra loro: la DFS come faglia trascorrente sinistra, e la faglia di Herat come trascorrente destra.

La CIM è un importante blocco continentale indipendente, situato nella zona di collisione Arabia-Eurasia, e controlla la distribuzione dello *strain* nella regione orientale del plateau Turco-Iraniano. Questa microplacca è circondata da faglie trascorrenti attive, e internamente è interessata da un sistema di faglie trascorrenti destre con orientazione N-S. La maggiore di queste faglie trascorrenti destre termina vicino alla DFS a circa 34°N, e accomoda spostamenti di circa 15 mm all'anno. Questo *shear* trascorrente destro è considerato da molti come l'accomodamento della rotazione in senso orario del blocco sulla DFS e sull'adiacente Dasht-e-Bayaz Fault (trascorrente sinistra).

2.1 OROGENESI DEI MONTI ZAGROS

La collisione e la continua convergenza tra Arabia ed Eurasia sono responsabili della formazione delle faglie *strike slip* e dei principali cambiamenti geodinamici in tutto l'Iran. Quindi risulta importante avere delle conoscenze su quanto è avvenuto, e avviene attualmente, nella zona di convergenza.

In questo paragrafo vengono brevemente descritte l'orogenesi dei monti Zagros e le modalità con cui viene accomodata la convergenza fra le placche.

La formazione dei monti Zagros risulta dalla convergenza tra Eurasia ed Arabia (Agard *et al.* 2011). La zona di collisione si è formata a seguito dalla scomparsa dell'oceano Neo-Tetide che si trovava tra Arabia ed Eurasia (e.g. Takin, 1972; Ricou, Braud & Brunn, 1977; Alavi, 1980, 1994; Berberian & King 1981; Dercourt *et al.* 1986; Dercourt, Ricou & Vrielynck, 1993; Sengor

et al. 1988; Stampfli & Borel, 2002; Agard *et al.* 2005; Hafkensheid, Wortel & Spakman, 2006). L'età della collisione dovrebbe essere compresa tra il Cretaceo superiore e il Miocene, o al massimo il Pliocene (Stocklin, 1968; Berberian & King, 1981). Anche la determinazione della posizione della linea di sutura, come l'età della collisione, è ancora discussa (Alavi, 1994; Shafaii Moghadam, Stern & Rahgoshay, 2010).

La catena degli Zagros si estende dal confine fra Iran e Turchia all'area di Markan a SE, dove la subduzione della placca oceanica è tuttora attiva.

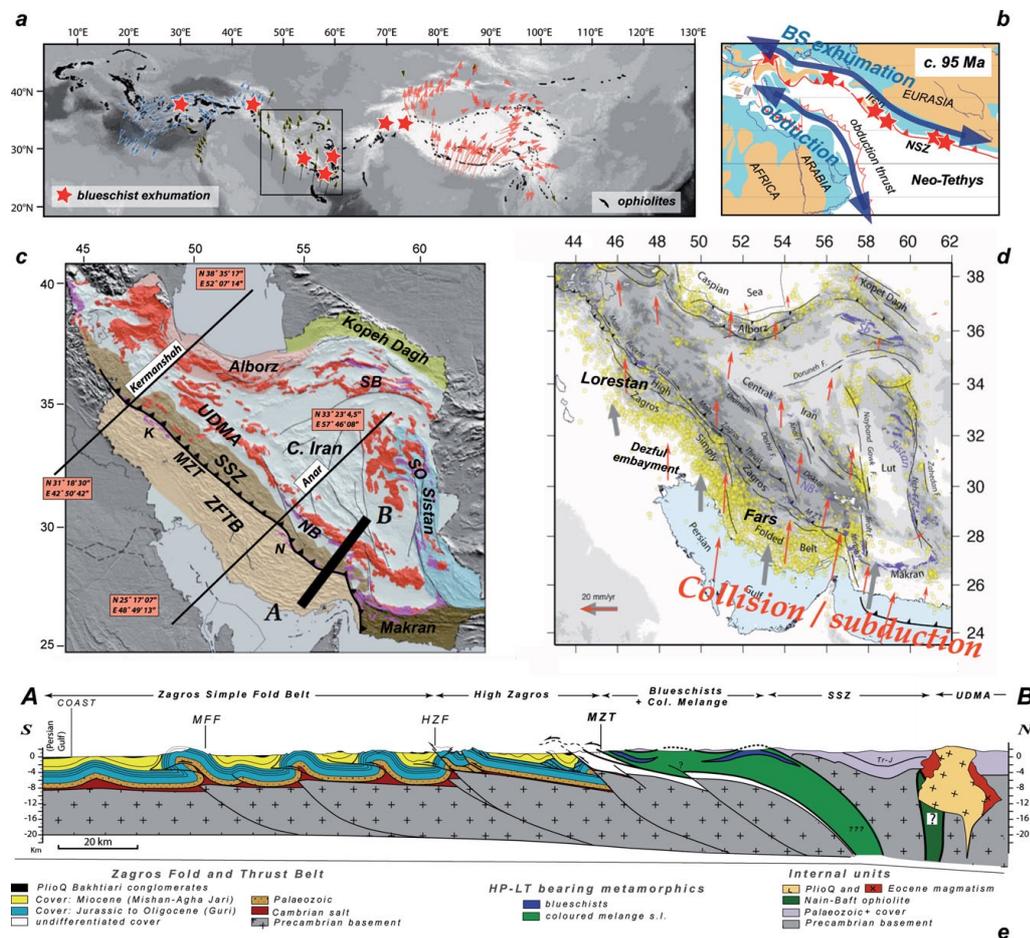


Fig. 2.2 – (a) I monti Zagros, nella grande zona di convergenza Alpino-Himalayana; (b) Ricostruzione paleogeografica semplificata per la neo-Tetide durante il Cretaceo superiore; (c) Carta geologica dell'Iran, con i principali domini tettonici; (d) Deformazione attuale e posizione delle faglie principali; (e) Profilo geologico lungo gli Zagros (Agard *et al.* 2013).

La zona di collisione comprende, da SW a NE: lo Zagros foreland basin, la Simply Folded Belt, la SSZ (Sandaj-Sirjan Zone, margine attivo nell'Iran centrale) e la UDMA (Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc). Inoltre altri domini adiacenti possono essere studiati nell'ambito della deformazione degli Zagros: Alborz, Kopet Dagh, Iran centrale e la regione di Sistan (fig 2.2c).

Il magmatismo calc-alcalinico di arco magmatico della SSZ e della UDMA fornisce concrete evidenze della convergenza e della subduzione verso nord dell'oceano Neo-Tetide sotto Eurasia (Berberian & Berberian, 1981).

Questo margine tra Eurasia e Arabia corre lungo il MZT (Main Zagros thrust), come confermato dalla presenza di ofioliti e rocce in facies scisti blu (Sabzehei *et al.* 1994; Agard *et al.* 2006).

La stratigrafia degli Zagros (Arabia) e dell'Iran centrale (Eurasia) è caratterizzata da una spessa sequenza (circa 3 km) di depositi di piattaforma dall'Infracambriano al Triassico medio, costanti su tutto l'Iran (Stocklin, 1968), presumibilmente sovrapposti al basamento Precambriano. Durante il Paleozoico non si sono verificati importanti eventi deformativi.

La cinematica attuale mostra un movimento verso nord della placca Araba, relativamente all'Eurasia, di 22 ± 2 mm all'anno. Il campo di *strain*, in risposta alla convergenza, ha direzione N-S, ed è inclinato di 20° - 30° rispetto alla direzione di raccorciamento principale, orientata NW-SE. La convergenza è accomodata (Jackson, Hains & Holt, 1995; Allen *et al.* 2006; Hatzfeld & Molnar, 2010) da una combinazione di:

1) *shortening* negli Zagros (McClusky *et al.* 2000; Vernant *et al.* 2004; Walpersdorf *et al.* 2006; Masson *et al.* 2007) e nei domini contigui (5 ± 2 mm all'anno). La deformazione si è concentrata negli Zagros e Alborz dal Pliocene, con un tasso costante negli ultimi 5 Ma (Lacombe *et al.* 2006, 2007).

2) movimenti *strike-slip* lungo la Main Recent Fault (MRF, 3-15 mm all'anno), la Kazerun Fault e altre faglie trascorrenti (Authemayou *et al.* 2006, 2009).

In generale, la partizione della deformazione in Iran può essere riassunta come mostrato in figura 2.2d. La predominanza di faglie trascorrenti destre N-S a est della Kazerun-Doruneh Fault può corrispondere al movimento verso nord

dell'Iran rispetto allo stabile Afghanistan, e/o al margine, ancora in subduzione, nella regione di Markan (Allen *et al.* 2011; Regard *et al.* 2010; Smit *et al.* 2010b).

E' possibile suddividere l'orogenesi e la storia geodinamica degli Zagros in tre periodi principali (Agard *et al.* 2011):

(1) 115-85 Ma (Cretaceo medio-Cretaceo superiore), corrisponde ad un periodo di perturbazione della subduzione e di "*interplate mechanical coupling*", con esumazione degli scisti blu e frammentazione della placca superiore;

(2) 60-40 Ma (Paleocene-Eocene), *slab break-off*, importanti cambiamenti nell'arco magmatico, e estensione;

(3) 30±5-0 (Oligocene-attuale), collisione con progressiva migrazione della deformazione verso SW, innalzamento topografico, e un secondo *slab break-off* nel tardo Miocene.

2.2 ASSETTO TETTONICO DEL DORUNEH FAULT SYSTEM

Il plateau Turco-Iraniano è una zona di deformazione attiva che risulta dalla collisione tra la placca araba e quella euroasiatica, compresa tra le più grandi orogenesi di Alpi e Himalaya. La collisione comporta ispessimento crostale, formazione di pieghe, sovrascorrimenti e tettonica *strike-slip*.

La porzione iraniana del plateau è composta da frammenti continentali cimmerici separatisi dal margine settentrionale di Gondwana, e poi accorpati al margine di Eurasia durante la chiusura della paleo-Tetide nel Giurassico (Berberian & King, 1981). La definitiva amalgamazione dei blocchi cimmerici è avvenuta dopo la chiusura dell'oceano neo-Tetide, con l'inizio della collisione (Oligocene-Miocene). Dopo questo evento, l'evoluzione geodinamica dell'Iran è legata alla continua convergenza Arabia-Eurasia (Jackson & McKenzie, 1984,1988; McQuarrie *et al.* 2003; Guest, Guest & Axen, 2007).

Con l'ausilio di studi paleomagnetici è stata ricostruita la storia *post-Cimmerian* dei diversi blocchi dell'Iran centrale. In base a questi dati, il movimento lungo faglie trascorrenti preesistenti nell'Iran centrale, accomoda la rotazione dei blocchi crostali (e.g. Mattei *et al.* 2012).

Una delle componenti fondamentali del plateau turco-iraniano è la CIM, un *terrane* attivo situato tra il Kopeh-Dagh, Binalud e i monti Alborz a nord, chiamati anche *central domain* (CD; Aghanabati, 2004), i monti Zagros a ovest e sud-est, e la Helmand Microplate a est (fig. 2.1b).

Al suo interno la CIM è composta da diversi blocchi: *smaller* Lut, Taba, Posht-e-Badam e Yazd; tutti questi domini sono separati da faglie trascorrenti destre, con geometria da lineare a curvilinea, con orientazione N-S (Berberian & King, 1981; Tirrul *et al.* 1983; Soffel *et al.* 1996; Aghanabati, 2004).

La Doruneh Fault può essere considerata come una faglia trasforme intracontinentale, situata tra la CIM a sud, e il CD a nord. Queste sono parti dell'Iran centrale, delimitate dalla zona di sutura paleo-Tetide a nord, e dalla zona di sutura neo-Tetide a sud.

CD e CIM si sono separate da Gondwana e sono migrate dalle paleolatitudini meridionali di Gondwana (Permiano inferiore) a paleolatitudini subequatoriali (Permiano medio – Triassico inferiore), come conseguenza dell'apertura dell'oceano neo-Tetide (Muttoni *et al.* 2009a, b).

Affioramenti di ofioliti del Cretaceo-basso Eocene (situati a sud-est di Torbat-e-Heydarieh, a nord della Taknar Fault, a ovest del villaggio di Doruneh), sedimenti flyshoidi del Paleocene-Eocene, e rocce vulcaniche eoceniche di arco magmatico lungo il DFS (fig. 2.1, 2.3b-d), danno credibilità a questa ipotesi.

La formazione della Doruneh Fault può essere attribuita alla presenza di un'antica linea di sutura risultante dalla chiusura di un bacino oceanico che si doveva trovare a nord della CIM nell'Eocene inferiore (Schmidt & Soffel, 1984).

2.2.1 SEGMENTI DEL DORUNEH FAULT SYSTEM

Il DFS mostra una geometria curva e può essere diviso in tre segmenti: occidentale, centrale e orientale, in base a geometria e caratteristiche morfologiche della zona di faglia (fig 2.3a). Il tratto orientale, con *strike* NW-SE si estende per 300 km dall’Afghanistan occidentale fino a sud di Torbat-e-Heydarieh. Questo segmento si dirama in più faglie sub-parallele (fig. 2.3b), con indicatori cinematici consistenti con sovrascorrimenti e movimenti obliqui (trascorrente sinistra e inversa). Questo segmento orientale del DFS interessa areniti oligoceniche, conglomerati, siltiti, ofioliti e calcari (Oligocene-Miocene).

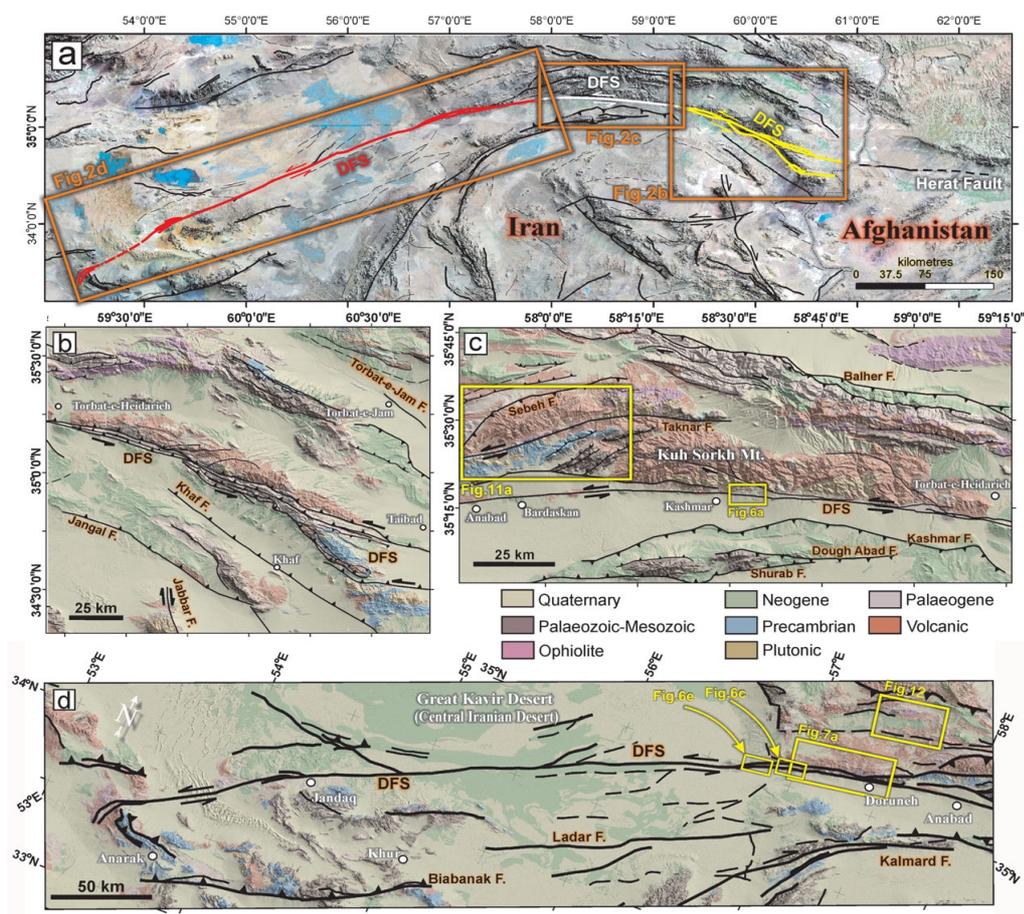


Fig. 2.3 – (a) Strutture e geologia della parte nord della CIM e dell’Afghanistan, vengono distinti i segmenti del DFS in: (b) orientale; (c) centrale; (d) occidentale. (Javadi *et al.* 2013).

In tutto il nord-est dell'Iran, incluso questo segmento del DFS, si nota un cambiamento nel trend strutturale da ESE-WNW a est, a ENE-WSW a ovest, a causa dell'esistenza di un doppio regime di stress nella regione occidentale del nord-est dell'Iran (Zamani, Angelier & Zamani, 2008).

Il segmento centrale (fig. 2.3c), con orientamento E-W, si estende per circa 130 km lungo le pendici sud delle Kuh-Sorkh Mountains, da Torbat-e-Heydarieh a est, ad Anabad ad ovest. Sono qui presenti varie faglie trascorrenti sinistre con componente inversa, impostate in depositi dal Neogene superiore al Quaternario lungo gran parte della loro lunghezza. La Taknar Fault, faglia trascorrente sinistra lunga 110 km, si trova a nord delle Kuh-Sorkh Mountains (fig. 2.3c), ed è considerata essere una diramazione del segmento centrale del DFS.

Il segmento occidentale, con orientamento NE-SW, si estende per 460 km attraverso il deserto Great Kavir (Central Iranian Desert) da Anabad all'area di Anarak ad ovest (fig. 2.3d). Il movimento è sempre trascorrente sinistro, e la zona di faglia consiste in un network di faglie sub-parallele. Nelle rocce pre-Neogene, tra queste diramazioni della Doruneh Fault, si trovano pieghe *en échelon* NE-SW che riflettono un rigetto trascorrente destro (fig. 2.4a). Nella regione di Doruneh il ramo settentrionale di questo segmento giustappone ofioliti (Cretaceo superiore – Eocene inferiore) a nord, con conglomerati Eocenici-Oligocenici a sud.

La diramazione meridionale mette in contatto unità dell'Eocene-Oligocene con depositi alluvionali Quaternari. Andando verso sud-est, nel deserto Great Kavir, il DFS taglia sedimenti alluvionali, argille, diapiri salini e areniti della *Upper Red Formation* (Miocene).

La terminazione occidentale del DFS è costituita da più faglie trascorrenti con componente inversa molto inclinate in areniti, siltiti e conglomerati dell'Eocene medio e superiore.

La zona di faglia piega verso sud e termina in ofioliti del Cretaceo-Eocene, carbonati del Paleogene e *l'Anarak Metamorphic Complex*; quest'ultimo

rappresenta un sistema arco-fossa esumato, sviluppatosi durante l'orogenesi cimmerica all'interno della CIM (Zanchi *et al.* 2009).

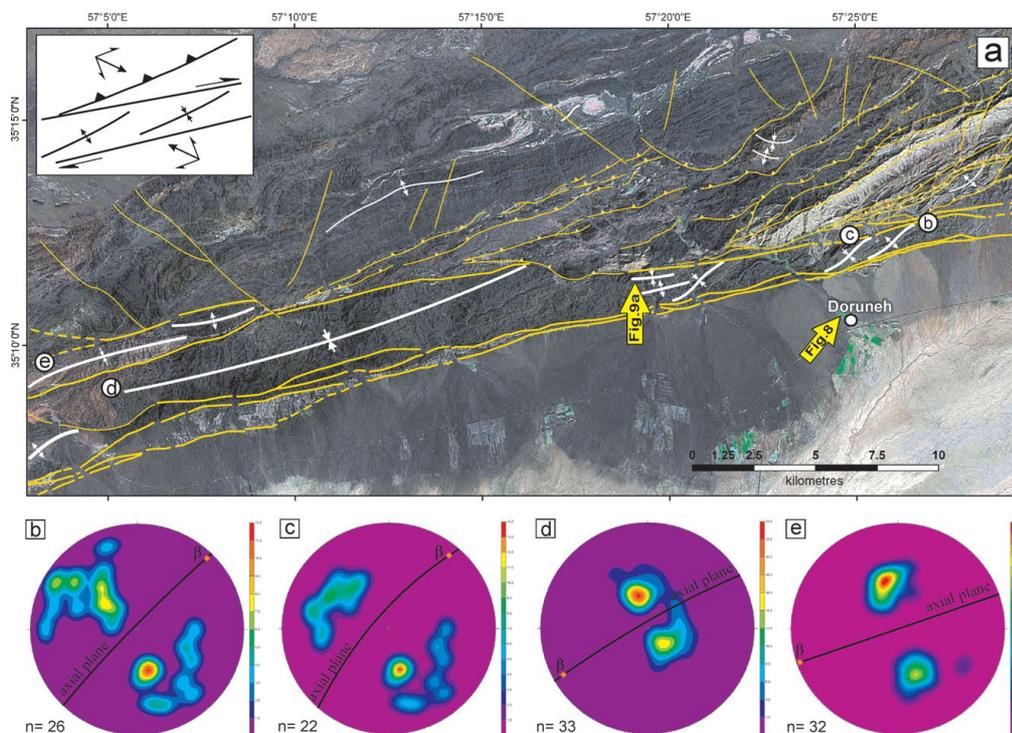


Fig. 2.4 – (a) Pieghe *en échelon* a nord di Doruneh; (b-e) Proiezioni stereografiche dei poli delle pieghe mostrate in (a) (Javadi *et al.* 2013).

2.2.2 STORIA CINEMATICA DEL DORUNEH FAULT SYSTEM

La cinematica del DFS è controllata dall'interazione di vari fattori, come lo stato di stress attuale, la geometria della faglia, e l'interazione con altre zone di faglia (Farbod *et al.* 2011).

La presenza di *offset* compatibili con una faglia trascorrente destra in rocce pre-Pliocene e la presenza di *fabric S-C* coerenti con rigetto destro, indicano l'esistenza di un iniziale movimento trascorrente destro della faglia, mentre attualmente la Doruneh Fault è una faglia trascorrente sinistra.

La CIM e il CD, così come il bacino oceanico Doruneh-Sabzevar, risultano da un regime tettonico transtensivo destro, durante la frammentazione della placca iraniana. La subduzione della neo-Tetide sotto al margine SW della CIM iniziò nel Cretaceo, e causò il passaggio da regime transtensivo a transpressivo. Questo accorciamento è suggerito dalla presenza di pieghe *en echelon* con *strike* NW-SE e di pieghe sovrapposte affioranti a nord di Kashmar.

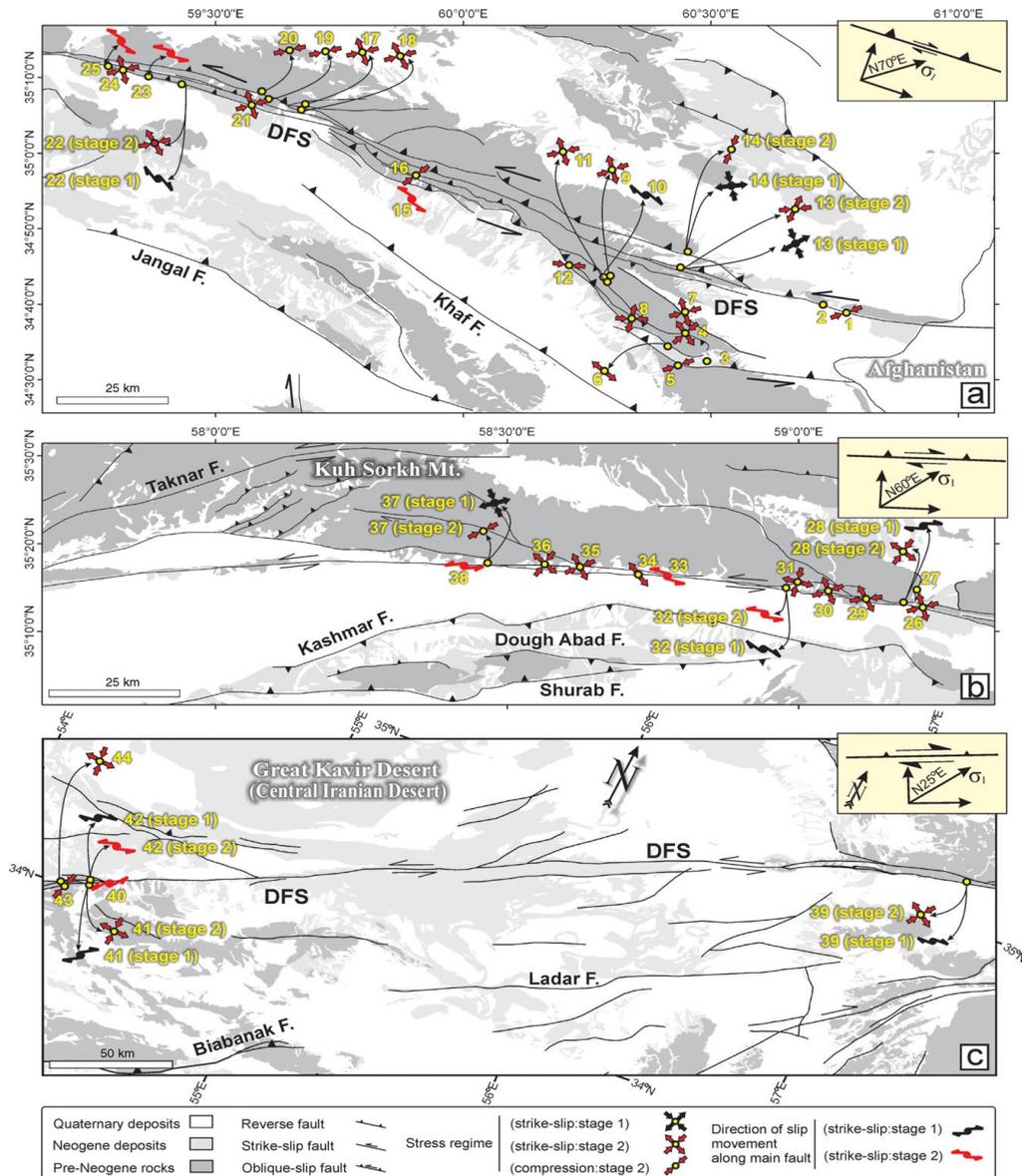


Fig. 2.5 – Carta strutturale dei tre segmenti del DFS (Javadi *et al.* 2013).

Il DFS si è sviluppato quindi sotto un regime tettonico transpressivo destro, con orientazione NW-SE, dall'inizio dell'Eocene, come una faglia trascorrente destra.

Le più giovani unità che mostrano rigetti compatibili con uno slip destro sono riconducibili al Miocene medio: ciò suggerisce che l'età dell'inversione del senso di *slip* sia successiva a questo periodo.

Per studiare la storia cinematica sono state misurate le orientazioni e il senso di movimento su piani di faglia striati in 44 siti lungo il DFS (Javadi *et al.* 2013, fig. 2.5). Il regime di paleo-stress Plio-Quaternario è concorde con quanto osservato su piani di faglia in rocce più antiche. Questo implica che: o il regime di stress è rimasto stabile nel tempo, o la recente cinematica ha obliterato gli indicatori di stress precedenti. Comunque alcuni siti mostrano due set di strie sui principali piani di faglia (fig 2.6).

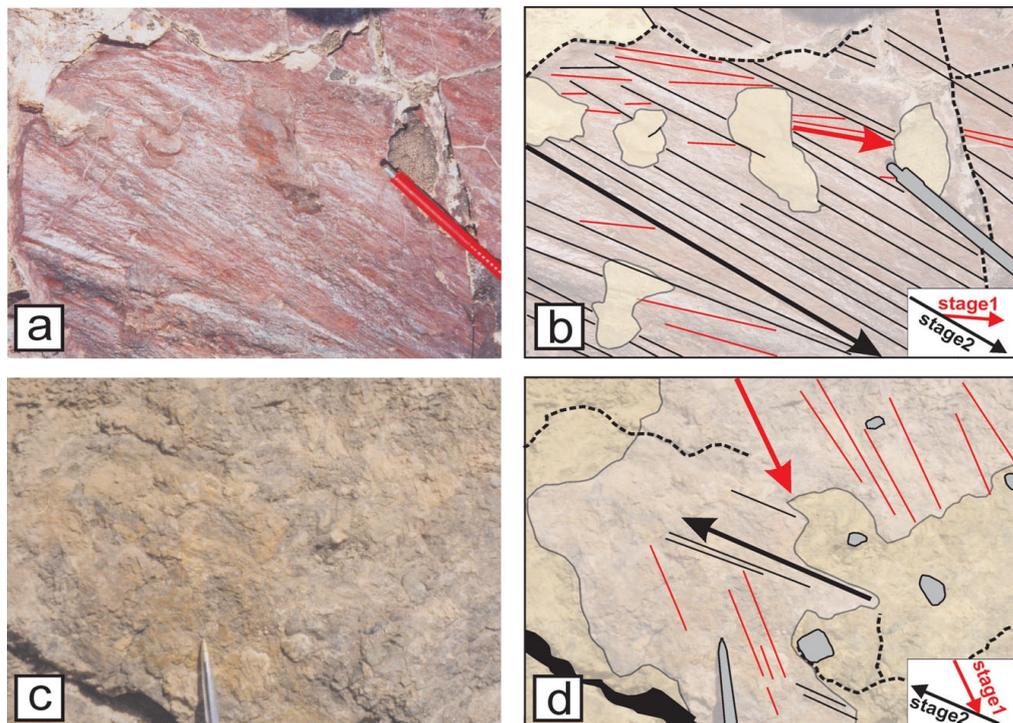


Fig. 2.6 – Piani di faglia del DFS dove sono visibili due set di striature. (a) e (c) mostrano piani di faglia in arenarie oligoceniche (segmento est); (b) e (d) striature e cinematica di (a) e (c) (Javadi *et al.* 2013).

Le analisi cinematiche per il segmento orientale del DFS indicano un regime di stress recente con lo sforzo principale massimo orientato $N70\pm 20^\circ E$; questo è concorde con quanto osservato, cioè movimento trascorrente sinistro con componente inversa.

I siti 13, 14 e 22 di fig 2.5 presentano due differenti set di striature, che permettono di discriminare tra due regimi di stress: un primo regime (*stage 1*) dovuto a movimento trascorrente destro, e un secondo (*stage 2*) dovuto a faglia inversa.

Per quanto riguarda il segmento centrale del DFS, lo stress principale massimo è orientato $N60\pm 25^\circ E$ e la componente inversa è molto minore rispetto a quella riscontrata più ad est, con predominanza della componente *strike-slip*.

Anche in quest'area si sono riscontrate striature sui piani di faglia più antichi, indicanti un movimento trascorrente destro. Per lo *stage 1* è stato calcolato uno sforzo principale massimo orientato $N20^\circ W$.

Nel segmento occidentale i siti studiati indicano uno stress principale massimo orientato $N25\pm 20^\circ E$, e un regime tettonico *strike-slip* dominante. Anche in questo caso si sono riscontrati due set di striature (fig 2.6c), riconducibili a un più vecchio *stage* trascorrente destro, su cui sono sovrainposte le striature del più recente *stage* trascorrente sinistro.

Un'importante riorganizzazione della deformazione tettonica è avvenuta nella zona di collisione Arabia-Eurasia a 5 ± 2 Ma (e.g. Wells, 1969; Quennell, 1984; Westaway, 1994; Axen *et al.* 2001; Allen, Jackson & Walker, 2004; Allen *et al.* 2011), associata a (1) rapida subsidenza del *south Caspian* (Nadirov *et al.* 1997), (2) raffreddamento, esumazione e sollevamento degli Alborz centro-occidentali (Axen *et al.* 2001; Ballato *et al.* 2011), (3) inizio del piegamento nell'avanpaese degli Zagros (Dewey *et al.* 1973; Beydoun, Hughes Clarke & Stoneley, 1992), e (4) riattivazione delle faglie trascorrenti della CIM (Walker & Jackson, 2004).

Sembra, come già accennato, che la zona di collisione non abbia accomodato tutta la convergenza tra le placche. I dati geologici, tettonici e geomorfologici indicano che il DFS si è sviluppato sotto tettonica transpressiva destra, con

orientamento NW-SE, fin dall'Eocene inferiore, e si è trasformata in trascorrente sinistra nel Miocene superiore – Pleistocene medio. E' probabile che la cinematica trascorrente destra dominasse durante la convergenza tra CIM e CD; la componente inversa, invece, ha portato al sollevamento delle catene montuose a nord, favorendo la deposizione di spesse sequenze di sedimenti miocenici sul blocco di letto.

Possiamo quindi dividere la storia cinematica del DFS in tre fasi principali:

(1) movimento laterale destro dall'Eocene inferiore al Miocene superiore (55,8-5,33 Ma), (2) intervallo a cinematica inversa dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore (5,33-1,8 Ma), (3) movimento trascorrente sinistro dal Pleistocene inferiore all'attuale (1,8-0 Ma).

Dopo la rotazione antioraria della CIM (es. Wensink, 1970; Soffel *et al.* 1996; Mattei *et al.* 2012) e la sua migrazione verso NW nel Paleogene (Schmidt & Soffle, 1984), lungo il margine nord della microplacca ha dominato il movimento transpressivo destro. Il partizionamento dello stress dovuto a questa cinematica, risulta nella formazione di sovrascorrimenti e pieghe a nord del DFS, con trend NE-SW. Sono riconoscibili due set di pieghe: le prime sono quelle NE-SW sopra citate, mentre la seconda fase (NW-SE) è dovuta a cinematica transpressiva sinistra. Si ipotizza che l'inversione del senso di slip abbia avuto luogo a causa della diminuzione della rotazione antioraria della CIM, e a ad un cambiamento degli effetti "far field" della collisione Arabia-Eurasia nel tardo Miocene (Javadi *et al.* 2013). Dopo la collisione, la direzione della convergenza è NE-SW e il movimento risultante lungo il DFS è trascorrente sinistro.

E' quindi ipotizzabile che l'età dell'inversione del senso di *slip* del DFS sia compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene inferiore (Javadi *et al.* 2013).

2.2.3 RIGETTO E SLIP RATE

Il rigetto dovuto a movimento trascorrente sinistro riconoscibile grazie alle caratteristiche geomorfologiche come canali fluviali, conoidi alluvionali e terrazzi fluviali, unito alla mancanza di evidenze di grandi rigetti nel *bedrock*, indicano che si tratta di un fenomeno recente.

E' stato stimato un rigetto sinistro di 800-850 m e 200-400 m, rispettivamente del *fan* di Quch-Palang e dell'anticlinale Tigh Ahmad (Fattahi *et al.* 2007). Grazie a queste osservazioni è stato stimato uno slip rate di $2,4 \pm 0,3$ mm all'anno per il segmento centrale del DFS.

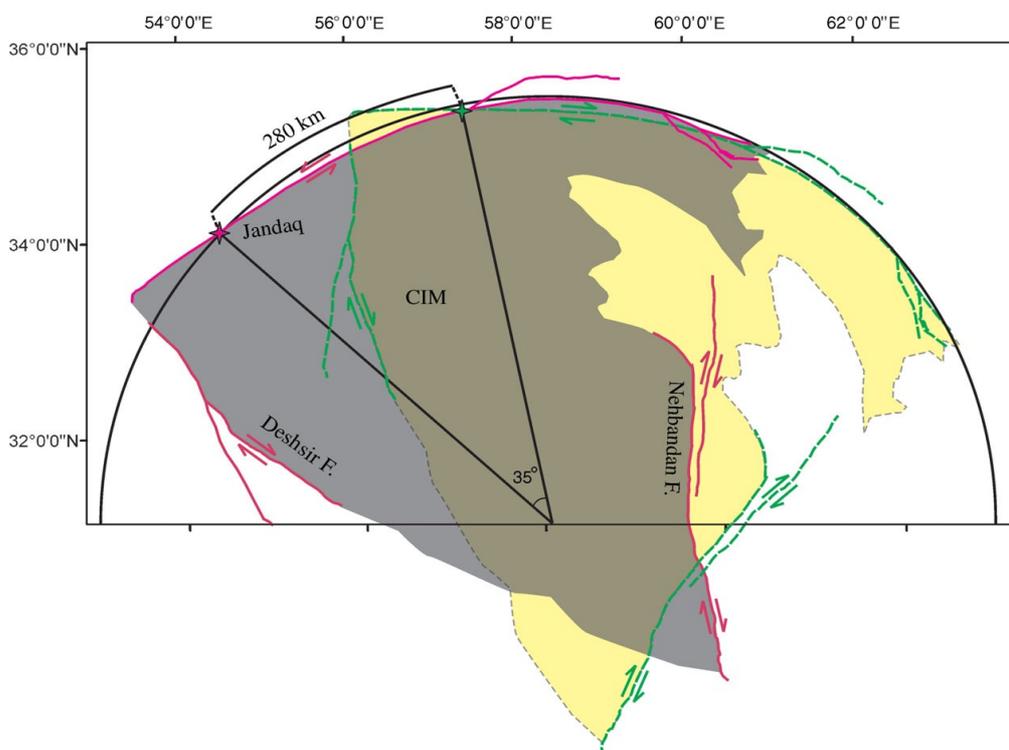


Fig. 2.7 – Ricostruzione del movimento trascorrente destro lungo il DFS, basato sulla rotazione antioraria di 35° della CIM dall'Eocene (Javadi *et al.* 2013).

Grazie a studi paleomagnetici, effettuati su unità dal Giurassico all'Eocene nella CIM a sud del DFS, è stato suggerito che la CIM abbia subito una rotazione antioraria di 35° in risposta all'indentazione tra India ed Eurasia fin dall'Eocene (Soffel & Foster, 1980; Davoudzadeh, Soffel & Schmidt, 1981;

Bagheri, 2007; Bagheri & Stampfli, 2008). Questa rotazione è confermata dal rigetto destro riscontrato nelle faglie Nehbadan e Dehshir, che definiscono i margini orientali ed occidentali della CIM rispettivamente (Meyer & Le Dortz, 2007).

Considerando la geometria curva del DFS, e comparandola ad un semicerchio, è stato sviluppato un modello cinematico per la rotazione antioraria, relativo al post-tardo Cretaceo – basso Eocene (Javadi *et al.* 2013; fig. 2.7). Si vede che la città di Jandaq, usata come riferimento lungo la zona di faglia, sarebbe stata spostata di 280 km verso est. Considerando la rotazione della CIM lungo la Doruneh Fault, l'inizio del movimento trascorrente destro a 55,8 Ma, e l'intervallo a cinematica inversa da 5,33 a 1,8 Ma, si stima uno slip rate per l'intervallo trascorrente destro di circa 5,2-5,55 mm all'anno.

2.6 I GRANITOIDI DI KASHMAR

In questo studio, allo scopo di datare l'intervallo in cui il DFS ha avuto una cinematica inversa, sono stati raccolti 11 campioni da un grande affioramento di granitoidi, le cui caratteristiche genetiche e mineralogiche verranno brevemente descritte in questo paragrafo.

I granitoidi di Kashmar affiorano per circa 100 km lungo il limite sud dell'ofiolite di Sabzevar, e consistono in granodioriti e monzo-graniti, con subordinate monzoniti quarzose, sieno-graniti e dicchi aplitici, di composizione *I-type* (Shafaii Moghadam *et al.* 2014). Questi granitoidi possono essere raggruppati in granitoidi occidentali e orientali. Sono stati prodotti per assimilazione crostale da fusione del mantello, associata all'estensione al di sopra della placca oceanica neo-Tetide in subduzione sotto Eurasia.

La situazione geodinamica descritta precedentemente risulta particolarmente favorevole per la formazione e messa in posto di corpi granitici calc-alcalinici *I-type* (es. Roberts and Clemens, 1993; Barbarin 1999; Kemp *et al.* 2009).

I monti Zagros hanno un'architettura complessa, dovuta al ripetersi di

accrezioni ed eventi di collisione di blocchi continentali, con conseguente magmatismo di arco (Castro *et al.* 2013). Questa orogenesi presenta più fasi di subduzione, collisione, estensione, con importante magmatismo dal Cretaceo al Cenozoico, che ha portato alla formazione del Urumieh-Dokhtar Magmatic Assemblage (UDMA), e dell'Alborz Magmatic Belt nel N-NW dell'Iran (es. Agard *et al.* 2011; Castro *et al.* 2013). La UDMA è una cintura magmatica di tipo andino, larga 50-80 km, costituita da rocce intrusive ed effusive originate dalla subduzione obliqua verso NE dell'oceano neo-Tetide sotto l'Iran (Falcon, 1974; Berberian and King, 1981; Berberian *et al.* 1982; Alavi, 1994; Shahabpour, 2005; Agard *et al.* 2011), seguita poi dalla collisione tra le placche.

L'attività magmatica legata alla subduzione è stata continua dal Cretaceo all'attuale, con un picco tra Eocene e Oligocene (Amidi *et al.* 1984; Berberian and King, 1981).

Il Sabzevar Magmatic Belt, nell'Iran nord-orientale, presenta diffuse rocce magmatiche cenozoiche (fig. 2.8), distribuite per lo più a sud delle ofioliti Sabzevar-Torbat-e-Heydarieh (Cretaceo superiore), ma anche in corrispondenza e a nord di queste ultime. Si tratta di rocce da intermedie a felsiche (adakitiche) e edifici vulcanici, con lave calc-alcaline.

Più a sud si trova una grande regione magmatica, lunga più di 250 km e larga più di 90 km, sviluppatasi tra il Cretaceo superiore e il Plio-Quaternario (fig. 2.9). Sono qui dominanti i plutoni del batolite di Kashmar, e le rocce vulcaniche associate ad esso, e situate a nord della Doruneh Fault, considerate essere appartenenti a un margine convergente tipo andino instauratosi nel Paleogene. Questo potrebbe rappresentare la continuazione verso est dell'UDMA (Berberian and King, 1981).

La formazione di un ampio arco magmatico ha accompagnato la subduzione della neo-Tetide sotto l'Iran centrale, con una fase principale durante l'Eocene medio (e.g. Berberian and King, 1981; Verdel *et al.* 2011; Chiu *et al.* 2013).

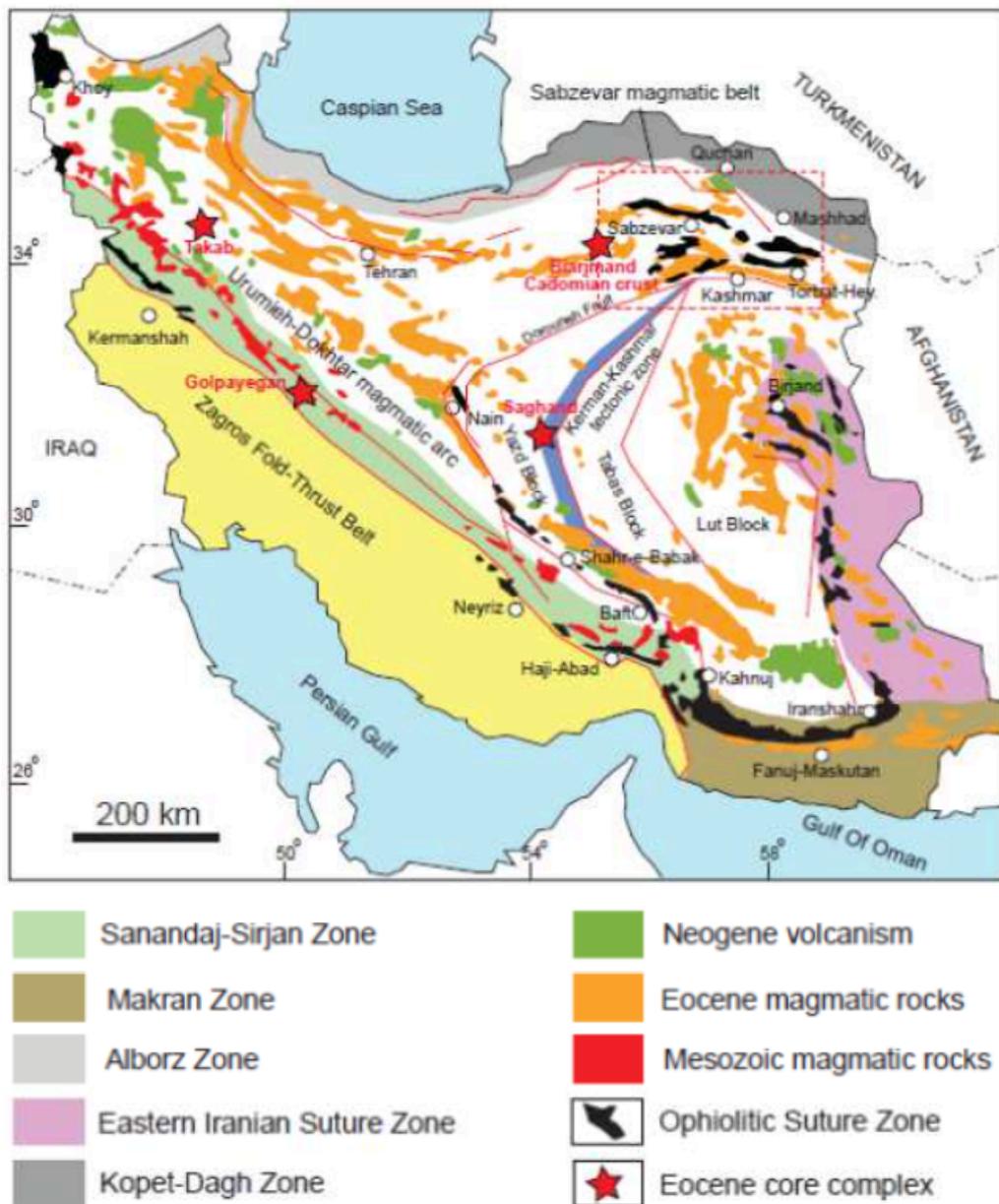


Fig. 2.8 – Principali zone tettoniche e unità vulcano-magmatiche nell'Iran (Shafaii Moghadam *et al.* 2014).

Studi geocronologici sugli archi vulcanici nell'Iran N-NW e centrale indicano una durata della fase di attività magmatica più intensa di 17 Ma, da 54 Ma a 37 Ma (Verdel *et al.* 2011). La transizione da regime estensionale a compressivo lungo il margine Arabia-Eurasia è avvenuta durante l'Eocene, associata al collasso della crosta ispessita nell'Iran centrale (Rossetti *et al.* 2014).

Il collasso è stato seguito da un'importante esumazione di complessi metamorfici, ben identificabili nell'Iran centrale (fig. 2.8). Questa esumazione, la formazione di faglie normali e la subsidenza, oltre all'attività magmatica, sono chiare manifestazioni di “*magmatic flare-up*” ed estensione. Il *flare-up* è stato attribuito alla fusione da decompressione del mantello litosferico idratato da fluidi, seguito dall'*upwelling* nell'Oligocene, e fusione del mantello astenosferico. Questa fase tardiva è stata accompagnata dalla messa in posto di basalti alcalini ad olivina nell'Iran centrale e nord-orientale, così come nell'Iran nord-occidentale (Verdel *et al.* 2011).

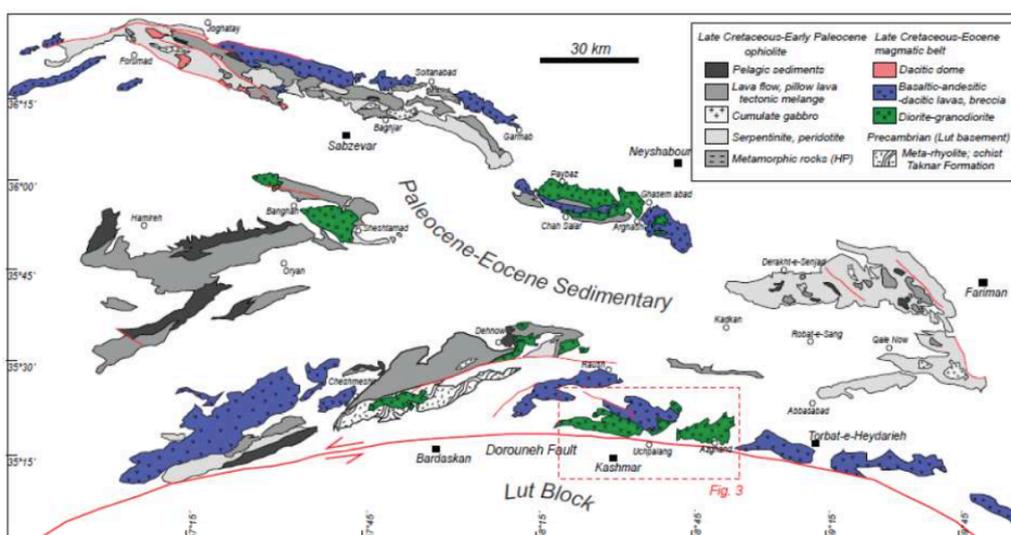


Fig. 2.9 – Principali regioni magmatiche a nord della Doruneh Fault (Shafai Moghadam *et al.* 2014).

L'Iran NE è un complesso magmatico-sedimentario, con vari blocchi giustapposti: il blocco di Lut a sud, il Kopet-Dagh a nord, e la regione di Alborz a nord-ovest, separata dalla zona di sutura di Sabzevar (fig. 2.8). In questa regione, tra il complesso ofiolitico Sabzevar-e-Tobat-e-Heydarieh a nord, e la Doruneh Fault a sud, è presente un affioramento di circa 800 km² di granitoidi I-type del Cretaceo – Eocene (fig. 2.9). Le ofioliti si estendono per 400 km, con direzione E-W, e sono parte del ramo settentrionale dell'oceano

neo-Tetide (oceano di Sabzevar), apertosi durante il Cretaceo inferiore come un bacino oceanico embrionale (Shafaii Moghadam *et al.* 2014).

La ricostruzione geodinamica comprende: (1) generazione di crosta oceanica in un bacino di retroarco (dal Cretaceo medio al superiore); (2) deposizione di serie vulcano-sedimentarie, alimentate dall'arco Cretaceo superiore-Paleocene; (3) collisione tra l'arco magmatico e il Lut Block.

I granitoidi di Kashmar si trovano lungo il margine NW del Lut Block all'interno della Kerman-Kashmar Tectonic Zone (Ramezani and Tucker, 2003), una struttura arcuata e complessa, lunga circa 600 km, bordata da faglie, che separa i blocchi Tabas e Yazd. A NW dei granitoidi di Kashmar sono esposte rocce ignee e metamorfiche del Taknar Complex.

I granitoidi si sono formati nell'Eocene medio (ca. 42 Ma; Soltani, 2000), e sono associati a rocce vulcaniche andesitiche ad alto K dell'Eocene inferiore-medio. Il corpo di Kashmar è composto da leucograniti-granodioriti, con abbondanti dicchi aplitici e micro-granodioritici. Questi granitoidi (fig. 2.10) sono intrusi in piroclastiti (Paleocene-Eocene), e rocce vulcaniche da mafiche a felsiche (Eocene inferiore-medio). La direzione E-W del batolite, con rocce vulcaniche a nord, suggerisce si tratti di un complesso vulcano-plutonico, che ha subito *uplift* ed è stato poi tiltato verso nord.

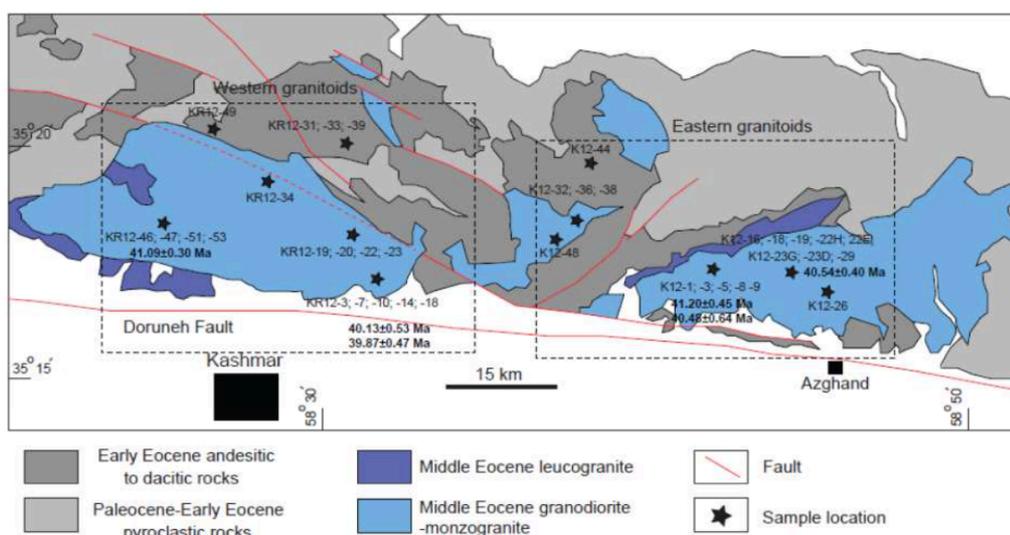


Fig. 2.10 - Granitoidi di Kashmar (Shafaii Moghadam *et al.* 2014).

I granitoidi di Kashmar sono per lo più omogenei, ma presentano grana più fine vicino al contatto con le rocce vulcaniche, e questi contatti sono talvolta milonitici. Si tratta di un singolo batolite costituito da monzograniti e granodioriti, con più rare monzoniti e sienograniti.

I monzograniti presentano tessitura granulare grossolana, con quarzo, feldspato alcalino, plagioclasio e biotite, e un minor contenuto in anfiboli e clinopirosseni. Apatiti, zirconi e ossidi sono componenti accessori.

Le granodioriti sono predominanti e includono plagioclasio, feldspati alcalini, quarzo, biotite e rari grandi cristalli di clinopirosseno. I cristalli di plagioclasio sono grossolani (2-4 mm), spesso alterati in sericite. Apatite, zirconi, titanite e ossidi di ferro sono componenti accessori. Il clinopirosseno è alterato in anfibolo verde, lungo margini e fratture della roccia.

CAPITOLO 3

METODI

3.1 INTRODUZIONE

In questo capitolo vengono brevemente descritti i metodi termocronometrici utilizzati in questo studio. La termocronometria è una disciplina relativamente recente, e quindi soggetta a rapida e continua evoluzione delle tecniche utilizzate. I metodi qui descritti includono campionamento, analisi e interpretazione dei risultati, seguendo la metodologia più comunemente usata nei centri dove si effettuano analisi termocronometriche.

In questo lavoro è stato utilizzato il Termocronometro (U-Th)/He su apatiti, che si basa sul decadimento di tipo alfa di U e Th.

3.2 PRINCIPI DI TERMOCRONOLOGIA

Lo scopo della termocronometria è quello di risalire alla storia termica di una roccia, utilizzando metodi di datazione radiometrica.

Con il termine “termocronometro” si definisce un sistema costituito da un isotopo radioattivo (genitore), uno radiogenico (figlio), e il minerale che li contiene (Reiners *et al.* 2005). Il decadimento avviene a velocità caratteristiche per ogni isotopo, e quindi note.

I nuclei degli atomi in questione possono essere in una serie di stati quantizzati eccitati, e quindi il passaggio di un nucleo dallo stato instabile ad uno stabile rilascia una certa quantità di energia assieme a: (1) Raggi Gamma (carica 0 e massa 0), (2) Neutroni (carica 0 e massa 1), (3) Raggi Beta (carica -1 e massa 0), e (4) Raggi Alfa (nuclei di He, carica 2 e massa 4).

La sensibilità termica di un sistema dipende dalla tendenza a passare da sistema chiuso ad aperto con l'aumento della temperatura. La termocronometria si basa

quindi sulle temperature di chiusura di sistemi radiogenici, nell'intervallo $30^{\circ}\text{C} < T_c < 550^{\circ}\text{C}$, e permette di risalire alla storia termica del campione in esame all'interno di questo range di temperatura.

In termocronometria, alcuni termini assumono un significato ben preciso, e quindi risulta necessaria la stesura di un breve glossario come segue.

Ogni sistema termocronometrico ha una sua temperatura di chiusura (T_c), che definisce la temperatura alla quale la diffusione di isotopi verso l'esterno è pari a zero. Infatti, perché sia possibile ricavare l'età da campioni di roccia o fasi cristalline, è necessario che il sistema sia rimasto chiuso, senza scambi di isotopi con l'ambiente esterno (fig. 3.1a).

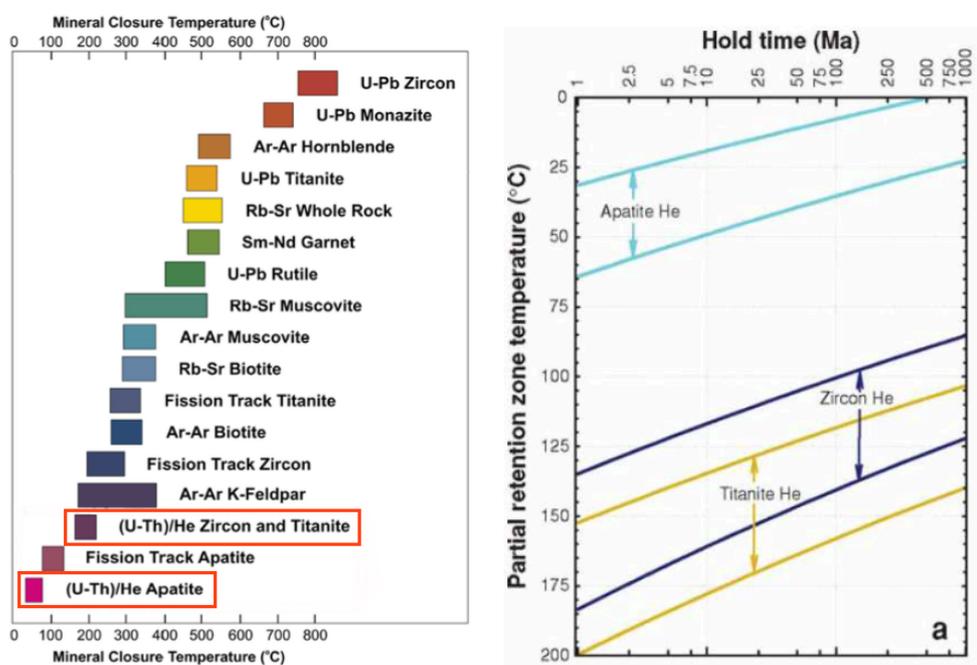


Fig. 3.1 – Temperatura di chiusura di alcuni geocronometri e termocronometri (Gwilym, 2005). Evidenziati in rosso i termocronometri utilizzati in questo studio.

Questo fenomeno avviene in un intervallo di temperatura per cui la quantità di prodotti di decadimento del sistema aumenta da 0% (temperatura minima) a 100% (temperatura massima). Questo intervallo di temperatura è detto *Partial Retention Zone* (PRZ). In fig. 3.2 è riprodotta una rappresentazione schematica dei concetti di PRZ e T_c .

Con il termine “reset”, invece, ci si riferisce a quando una roccia dopo essere rimasta per un certo tempo a bassa temperatura, viene portata a temperature abbastanza alte da permettere la riapertura del sistema, prima del raffreddamento finale alla temperatura della superficie.

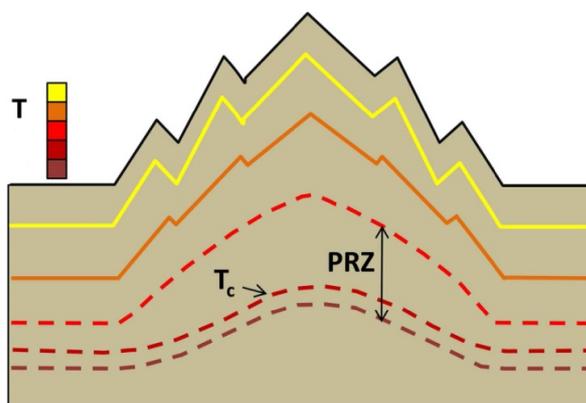


Fig. 3.2 – Rappresentazione schematica dei concetti di PRZ e T_c (Vernon, 2008).

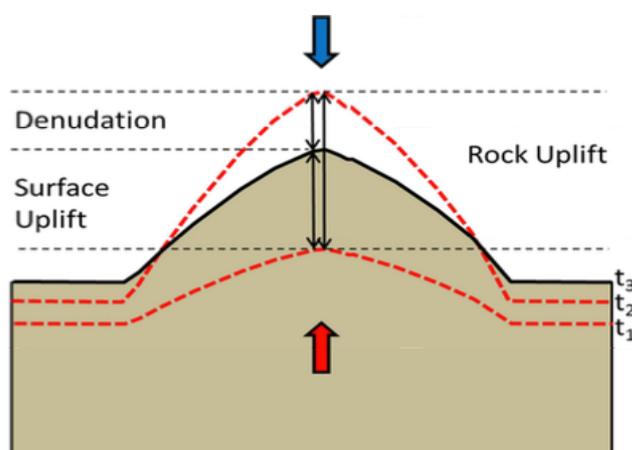


Fig. 3.3 – Rappresentazione schematica dei concetti di denudazione e sollevamento (Vernon, 2008).

Con il termine “esumazione” si definisce la storia termica della roccia in esame con riferimento alla superficie terrestre (Reiners and Brandon, 2006). L’esumazione può essere dovuta a cause tettoniche, ad erosione, oppure alla combinazione di entrambi i fenomeni; si parla di denudazione per indicare il meccanismo di rimozione di suolo o roccia (responsabile quindi

dell'esumazione) che può avvenire per processi tettonici (faglie inverse o assottigliamento duttile) e/o erosivi (Reiners and Brandon, 2006).

Per “sollevamento” (*uplift*) si intende il movimento verticale di una roccia o di una porzione di sottosuolo vicino o in corrispondenza della superficie relativamente ad una quota, ad esempio al livello del mare (England and Molnar, 1990; Reiners and Brandon, 2006). I concetti di denudazione e *uplift* sono schematicamente rappresentati in fig. 3.3.

3.3 METODO (U-Th)/He

Il metodo di datazione (U-Th)/He si basa sul decadimento- α , quindi sulla produzione di nuclei di He (particelle α) dal decadimento di uranio e torio e, in quantità minore, di ^{147}Sm . Una particella α è un nucleo molto stabile di He, costituito da due neutroni e due protoni ($Z=2$, $A=4$), emesso per decadimento di isotopi più pesanti e instabili, come ad esempio U e Th. L'equazione che descrive l'accumulo di He nel tempo (t) è:

$${}^4\text{He} = 8{}^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7{}^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

dove He, U, Th e Sm rappresentano le abbondanze attuali, e λ è la costante di decadimento ($\lambda^{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda^{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda^{232} = 4.948 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; $\lambda^{147} = 0.654 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$). I coefficienti posti prima delle abbondanze di U e Th tengono conto delle molteplici particelle α emesse all'interno di ciascuna serie di decadimento.

Questa equazione può essere semplificata, in quanto il rapporto ${}^{238}\text{U}/{}^{235}\text{U}$ nel sistema solare ha un valore costante di 137.88 (Steiger and Jäger, 1977). ${}^{235}\text{U}$ può quindi essere scritto come una funzione di ${}^{238}\text{U}$, e l'aumento di He con il tempo può essere scritto come una funzione delle abbondanze o concentrazioni di U, Th ed He.

L'equazione assume l'assenza del 4He iniziale e di quello prodotto da sorgenti esterne al cristallo. Nel caso degli zirconi queste assunzioni sono valide in molti casi, mentre nelle apatiti, soprattutto a causa del basso contenuto in U e Th, può diventare significativo l'elio prodotto da fonti esterne che può essere anche dovuto a inclusioni ricche in U-Th (zircono, monazite) o *coating* (ossidi e idrossidi).

In questi casi risulta necessaria una più accurata e precisa selezione dei cristalli che dovranno essere analizzati.

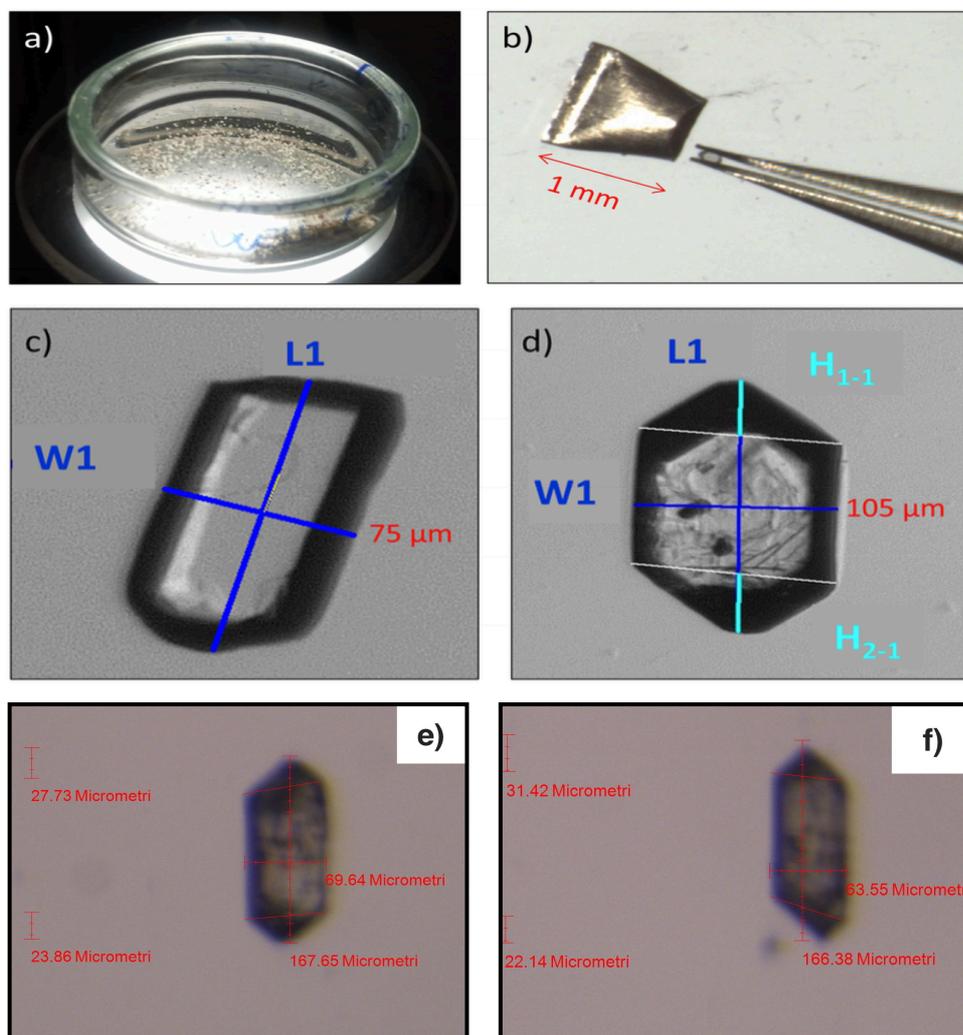


Fig. 3.4 - (a) e (b): selezione dei grani e picking. **(c) e (d):** i cristalli selezionati vengono fotografati e misurati. **(e) ed (f):** esempio di uno zircono, vengono fotografate e misurate due diverse orientazioni del cristallo (I13-F2-10_Zr_3a-b).

La selezione (“*picking*”) e il confezionamento (“*packing*”) dei cristalli viene fatta sotto stereoscopio ottico, e vengono scelti grani intatti, prismatici, senza inclusioni né abrasioni. Ogni cristallo selezionato viene fotografato e vengono misurate la lunghezza e la larghezza del prisma con due orientazioni differenti. Successivamente i cristalli vengono confezionati singolarmente in tubi o fogli di Nb o Pt (fig. 3.4).

Normalmente per misurare ^4He , U, Th e Sm viene utilizzata una procedura analitica articolata in due stadi. Nel primo il cristallo viene degassato per riscaldamento e il ^4He è misurato tramite uno spettrometro di massa a sorgente gassosa. Nel secondo stadio, in seguito alla dissoluzione chimica del cristallo, i contenuti in U, Th, Sm vengono misurati da uno spettrometro di massa “*inductively coupled plasma*”.

I risultati ottenuti con queste misure necessitano di una correzione per la perdita di He per eiezione di particelle α dal cristallo. Infatti, poiché le particelle α emesse da U, Th e Sm percorrono una distanza di circa $20\ \mu\text{m}$, una parte di quelle emesse nei pressi dei bordi del cristallo può essere eiettata al di fuori dello stesso, ed iniettata nelle fasi circostanti (fig. 3.5). La perdita di una parte di queste particelle induce in un errore identificabile nella sottostima dell’età del cristallo. La portata dell’eiezione- α è controllata dal rapporto tra superficie e volume del cristallo e dalla distribuzione degli atomi genitori relativamente alla superficie. Assumendo una geometria del cristallo ideale e una distribuzione omogenea degli atomi di U, Th e Sm, la frazione di He mantenuta può essere calcolata come funzione delle dimensioni del cristallo (Farley, 2002).

È proprio per tenere conto dell’eiezione- α che si misurano le dimensioni fisiche del cristallo in esame, ed è quindi possibile calcolare un fattore di correzione per l’eiezione- α (HAC), che va moltiplicato con il dato grezzo per ottenere l’età corretta (Farley, 2002).

L’assunzione della distribuzione omogenea dei nuclidi genitori non è sempre realistica, in quanto spesso i cristalli presentano zonazioni interne: essendo una

caratteristica casuale, la zonazione può rendere non riproducibile l'età calcolata per diversi cristalli di uno stesso campione (es. Ehlers and Farley, 2003).

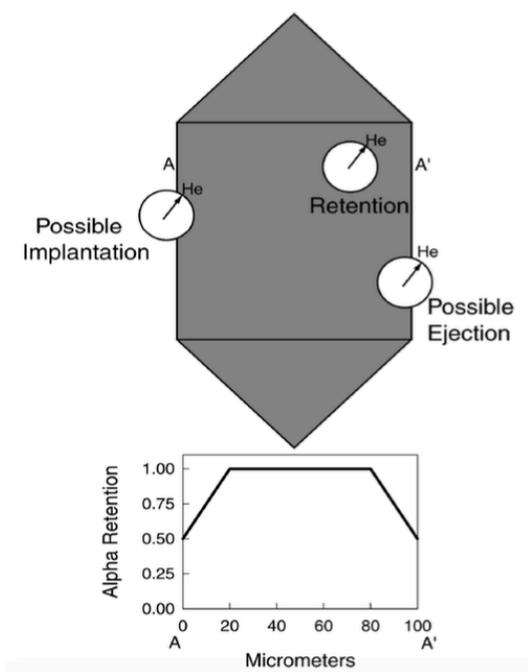


Fig. 3.5 – In alto sono illustrati ritenzione, eiezione e impianto di particelle α ; sotto è possibile vedere come la ritenzione- α cambia dai bordi al centro del cristallo (Farley, 2002).

Per utilizzare al meglio questo metodo di datazione è utile approfondire le dinamiche del comportamento diffusivo dell'elio nella fase datata. Molti esperimenti di laboratorio sono stati utilizzati per comprendere le relazioni tra diffusività e temperatura (e.g. Farley, 2000; Fechtig and Kalbitzer, 1966; Shuster *et al.* 2006), che si è dimostrata essere ben descritta dalla relazione Arrhenius:

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{\frac{-E_a}{RT}}$$

dove D_0 è il “frequency factor”, cioè la diffusione a temperatura infinita (m^2s^{-1}), E_a è l'energia di attivazione (J mol^{-1}), T è la temperatura (K), R è la costante universale dei gas ($8.3145 \text{ J mol}^{-1}\text{K}^{-1}$), ed a è il raggio di diffusione sferica (m);

Fechtig and Kalbitzer, 1966). Le dimensioni del dominio di diffusione corrispondono spesso alle dimensioni del cristallo, implicando una dipendenza di Tc e PRZ con la grandezza del grano.

Il modello cinetico per la diffusione di He in apatiti più utilizzato attualmente è stato proposto da Farley (2000), ed è basato sull'equazione di Arrhenius. Tuttavia esistono altri modelli: ad esempio Shuster *et al.* (2006) ha dimostrato che la diffusività generalmente diminuisce con l'aumento del contenuto in He, ed ha proposto un modello cinetico basato proprio su questo.

Anche per la diffusione in zirconi viene utilizzato un modello basato sull'equazione di Arrhenius, proposto da Reiners *et al.* (2004).

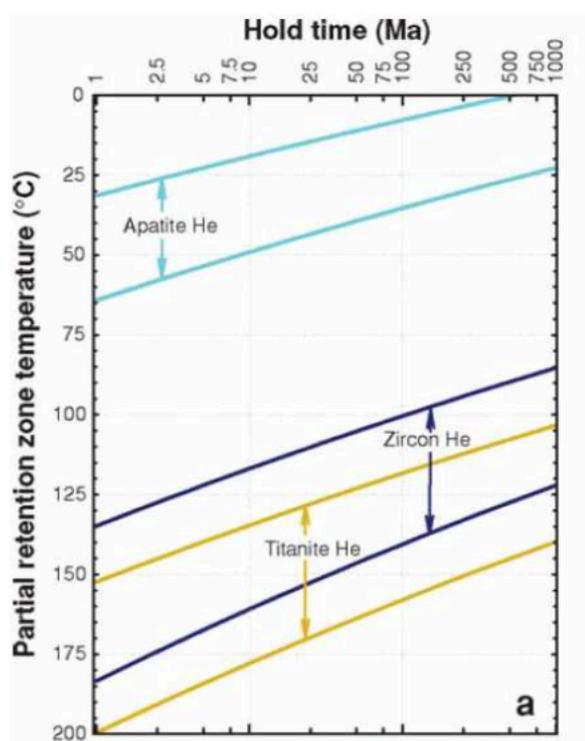


Fig. 3.6 – Partial Retention Zone per He in funzione del tempo di riscaldamento (Reiners and Brandon, 2006).

I parametri di diffusione ottenuti mediante la calibrazione dell'equazione di diffusione, attraverso esperimenti di riscaldamento progressivo, sono utilizzati per stimare Tc e PRZ, noti dimensioni del cristallo e tasso di riscaldamento.

La PRZ per AHe (U-Th/He su apatite) varia tra circa 20°C e 60°C (Reiners and Brandon, 2006; fig. 3.6), mentre la temperatura di chiusura varia tra 40°C e 80°C. Per ZHe (U-Th/He su zircone), la PRZ varia tra circa 90°C, e 185°C. La Tc, invece, varia tra 140°C e 200°C.

La transizione da ritenzione a diffusione di He radiogenico può avvenire lentamente, oppure essere incompleta. Questo si verifica per campioni sottoposti a raffreddamento lento, o permanenza prolungata nella PRZ.

Per tali campioni l'età termocronometrica non ha significato in termini di temperatura ma rappresenta invece una storia termica più complessa.

Infatti l'entità degli effetti sull'età di fattori come zonazioni e dimensioni aumenta con la diminuzione della velocità di raffreddamento (Ehlers and Farley, 2003).

3.4 ANALISI DEI DATI

Nella maggior parte degli studi per ogni campione vengono analizzati da 3 a 5 cristalli, e i dati ottenuti vengono poi processati per testarne la coerenza e il significato.

La cosa più importante è la riproducibilità dell'età calcolata tra diversi cristalli provenienti dalla stessa roccia; in caso di buona riproducibilità è possibile utilizzare la media pesata tra le età per l'interpretazione (Fitzgerald *et al.* 2006), e il concetto di temperatura di chiusura può essere generalmente applicato.

Se si riscontrano età disperse, e questo è dovuto solo alla differenza in dimensione dei cristalli di un campione che ha subito raffreddamento lento, sarà possibile trovare una correlazione tra l'età del grano e le dimensioni dello stesso. In questo caso la dispersione delle età aggiunge ulteriori informazioni per ricavare la storia termica del campione.

Anche se la dispersione è dovuta a danni da radiazione (solitamente presenti in campioni molto vecchi o con contenuti molto elevati di Uranio), la possibilità

di ricostruire la storia termica del campione non è preclusa, utilizzando il modello RDAAM di Flowers *et al.* (2009).

La dispersione è invece tipica di campioni parzialmente resettati o di sedimenti non resettati. Il reset incompleto o nullo in sedimenti implica che una parte, o tutti i “lag time” (cioè la differenza tra l’età termocronometrica e l’età di deposizione del sedimento) siano ≥ 0 ; in altre parole le età deposizionali sono più giovani delle età termocronometriche.

E’ importante ricordare che la dispersione può essere indotta da vari fattori, quali zonazioni, abrasioni, inclusioni, *coating*, arrotondamento, fratture, rotture, e quindi una serie di età disperse, se non vengono opportunamente modellate, non hanno alcun significato in termini di storia termica.

Le datazioni sono relazionabili con una storia termica, che a sua volta può essere collegata a seppellimento ed erosione. Ci sono però molte complicazioni nelle relazioni tra questi tre processi, ad esempio un elevato tasso di erosione induce sia un aumento di temperatura di chiusura che l’avvezione delle isoterme con conseguente ringiovanimento delle età termocronometriche (fig. 3.7).

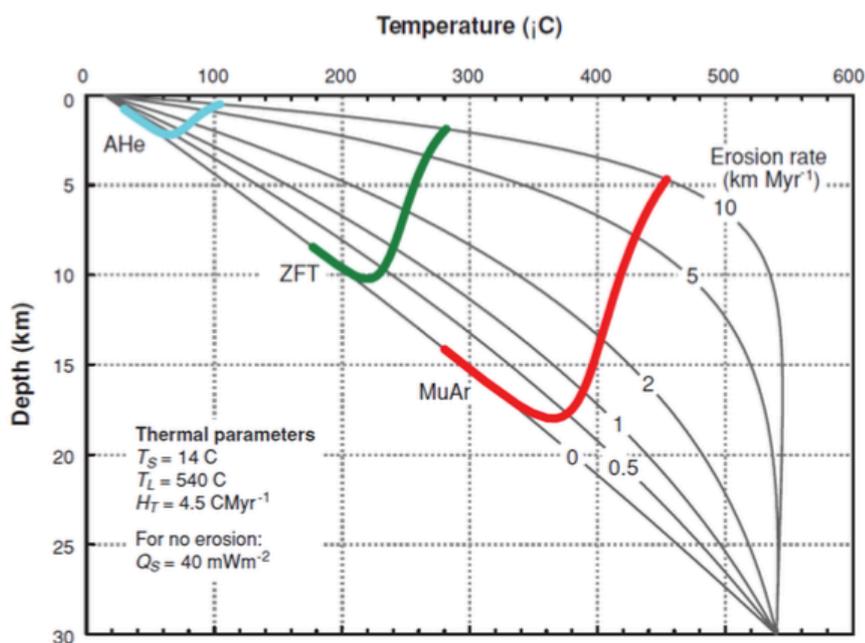


Fig. 3.7 – Influenza del tasso di erosione sul profilo termico e sulla temperatura di chiusura, in condizioni stazionarie (Reiners and Brandon, 2006).

Pertanto, dato un certo modello termico della crosta, le età termocronometriche possono essere univocamente correlate alla velocità di erosione solo se questa è rimasta costante prima e dopo la chiusura del sistema; minore è la T_c del termocronometro, più sicura è l'assunzione di stato stazionario.

Assumendo un determinato campo termico e un tasso di erosione costante, si può stimare la profondità di chiusura e può essere definito il tasso di erosione. Invece eventuali cambiamenti nel tasso di erosione nel tempo possono essere determinati misurando più età di raffreddamento da diversi cristalli provenienti dallo stesso campione.

CAPITOLO 4

CAMPIONI E LAVORAZIONI

I campioni sono stati raccolti, ad eccezione di I13-F2-02, lungo l'affioramento di Kashmar (fig 4.1) descritto nel capitolo 1, e pertanto presentano caratteristiche molto simili tra loro, trattandosi in tutti i casi di granitoidi.

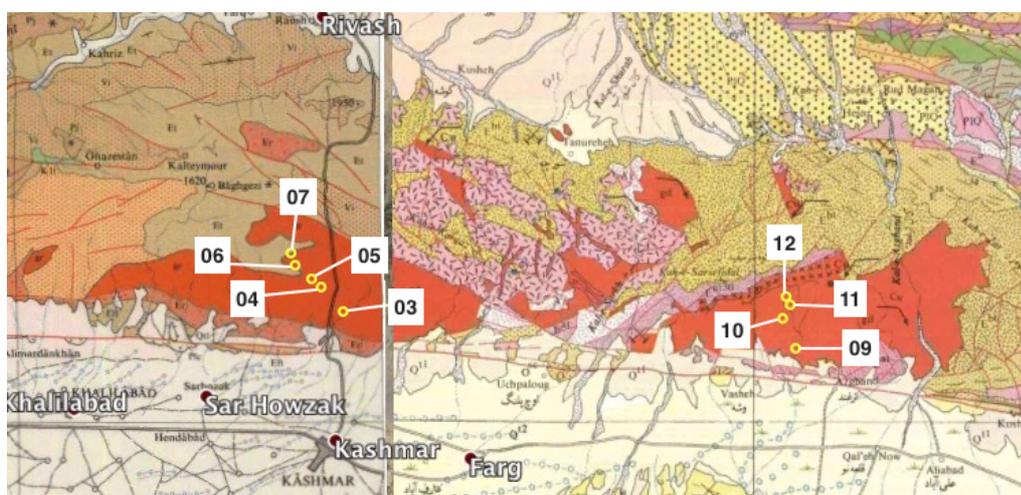


Fig 4.1 – Carta geologica della regione di Kashmar con posizione dei campioni.

La posizione del campione denominato I13-F2-02 si trova a NW della città di Bardaskan ad una distanza di circa 60 km dalla città di Kashmar, e quindi anche dai restanti campioni (fig 4.2).

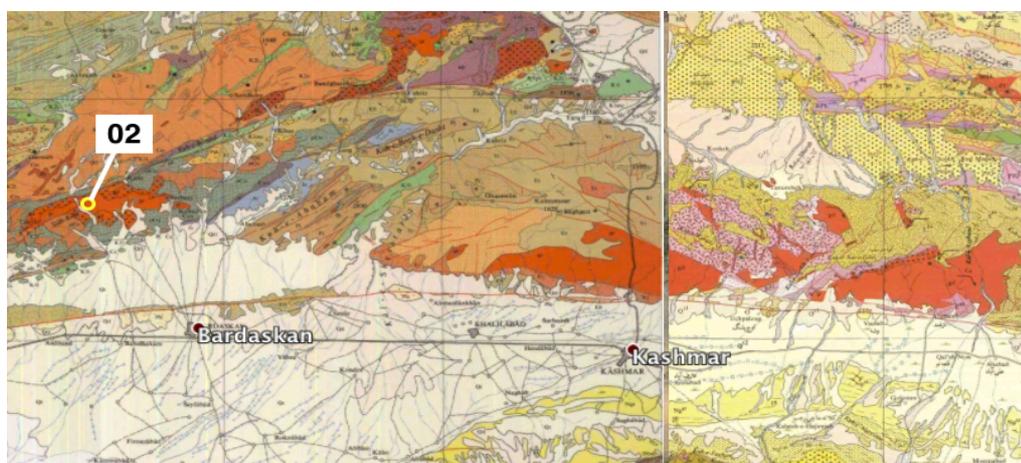


Fig 4.2 – Posizione del campione I13-F2-02.

Le caratteristiche petrografiche dei campioni sono abbastanza uniformi: i campioni da I13-F2-05 a I13-F2-12 sono classificabili come granodioriti (fig 4.3), mentre I13-F2-03 e I13-F2-04 sono dei graniti (fig 4.4).



Fig 4.3 – Campione I13-F2-11, granodiorite.



Fig 4.4 – Campione I13-F2-04, granito.

Nella tabella che segue sono riportate coordinate e altitudine sul livello del mare relativi a ciascun campione utilizzato in questo studio.

Campione	Litologia	Latitudine	Longitudine	Quota (m)
I13-F2-02	Granodiorite	35°23'3.39"N	57°50'19.20"E	/
I13-F2-03	Granito	35°18'38.39"N	58°27'58.26"E	1225
I13-F2-04	Granito	35°19'42.55"N	58°27'33.22"E	1372
I13-F2-05	Granodiorite	35°19'44.53"N	58°26'55.44"E	1523
I13-F2-06	Granodiorite	35°20'4.47"N	58°26'18.87"E	1669
I13-F2-07	Granodiorite	35°20'29.49"N	58°26'9.27"E	1813
I13-F2-08	Granodiorite	35°20'33.45"N	58°26'15.13"E	1887
I13-F2-09	Granodiorite	35°17'31.98"N	58°46'55.90"E	1384
I13-F2-10	Granodiorite	35°18'23.81"N	58°46'16.73"E	1550
I13-F2-11	Granodiorite	35°18'50.28"N	58°46'21.49"E	1691
I13-F2-12	Granodiorite	35°19'1.42"N	58°46'20.50"E	1876

4.1 PROCESSO DI LAVORAZIONE

Tutto il processo di lavorazione è stato eseguito presso i laboratori del dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova.

I campioni, una volta ridotti in frammenti di diametro inferiore a 5 cm, sono stati disaggregati con l'ausilio di un mulino a ganasce. Dopo questo passaggio il materiale frantumato è stato sottoposto a setacciatura, ed è stato conservato per le successive lavorazioni il passante al setaccio da 250 µm.

Questo materiale è stato poi lavato manualmente, allo scopo di eliminare le frazioni più fini, e posto ad asciugare in forno a basse temperature.

A questo punto la frazione magnetica è stata in un primo tempo separata manualmente attraverso l'uso di una normale calamita (vista l'ingente quantità

di minerali magnetici presenti), e successivamente il materiale è stato processato con un separatore magnetico Frantz (fig 4.5), allo scopo di separare la frazione magnetica residua.



Fig 4.5 – Separatore magnetico Frantz, dipartimento di Geoscienze dell’Università di Padova.

Successivamente è stata eseguita una separazione per densità sulla frazione diamagnetica con il metodo dei liquidi pesanti. Il materiale è stato inserito in una provetta contenente politungstato ($\rho = 2.98 \text{ g/cm}^3$) che è stata poi posta per 15 minuti in una centrifuga. La frazione pesante accumulata sul fondo della provetta, contenente sia apatiti ($\rho = 3.1-3.35 \text{ g/cm}^3$) che zirconi ($\rho = 4-4.70 \text{ g/cm}^3$) è stata estratta con una pipetta e separata dal politungstato con carta da filtro.

Dopo la separazione è stato eseguito manualmente il picking di apatiti e zirconi (fig 3.4), con l’ausilio di un microscopio ottico dotato di fotocamera per fotografare i singoli cristalli selezionati, che poi sono stati misurati con un apposito software. Una volta selezionati, fotografati e misurati, i cristalli sono stati “impacchettati” in tubi di Nb di 1 mm di altezza, che hanno la funzione di micro-fornace per il riscaldamento dei cristalli e l’estrazione di He durante le analisi.

4.2 ANALISI (U-Th)/He

Le analisi di sono state eseguite presso il laboratorio di datazione del dipartimento di Geoscienze dell'Università dell'Arizona (Tucson, AZ).

I pacchetti contenenti i cristalli da analizzare, e i cristalli utilizzati come standard, vengono posizionati in un *planchet* in acciaio inossidabile all'interno di una cella laser (fig 4.6b) e degassati per riscaldamento con un laser a ND-YAG, o ad anidride carbonica, per 3 minuti per le apatiti e 15 per gli zirconi, a 1-5 W (fig 4.6c).

Gli *Helium Blanks* (0.1-0.05 fmoI 4He) vengono determinati per riscaldamento di pacchetti di Nb vuoti, seguendo sempre la stessa procedura.

I rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$ misurati con uno spettrometro di massa, vanno poi riferiti alle concentrazioni di ^4He misurate sugli standard.

Le concentrazioni di U, Th e Sm vengono misurate con uno spettrometro di massa "*inductively coupled plasma*".

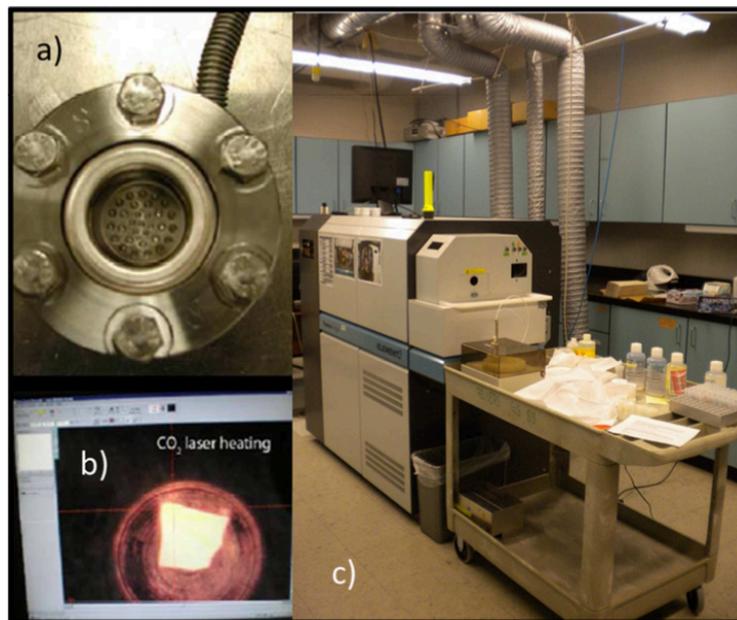


Fig 3.6 – Strumentazione di laboratorio per le analisi di AHe e ZHe (da P.W. Reiners, lecture notes).

CAPITOLO 5

RISULTATI

In questo capitolo vengono illustrati e brevemente commentati i risultati delle analisi (U-Th)/He, mentre l'interpretazione degli stessi e la discussione verranno approfonditi nei capitoli seguenti.

Sono stati selezionati, allo scopo di essere analizzati, 3 cristalli di apatite per ogni campione per un totale di 33 cristalli (fig 5.1).

NOME	H1	W1	H2	W2	INDICE MORFOLOGICO
I13_F2_02_1Ap	110,41	80,3	111,12	69,54	1
I13_F2_02_2Ap	102,89	83,1	97,83	78,14	1,5
I13_F2_02_3Ap	104,21	93,17	106,77	89,84	1,5
I13_F2_03_1Ap	158,14	87,96	140,82	89,64	1,5
I13_F2_03_2Ap	125,92	72,4	123,58	67,57	1,5
I13_F2_03_3Ap	104,78	91,13	125,3	75,03	1,5
I13_F2_04_1Ap	90,69	76,04	91,65	68,4	1
I13_F2_04_2Ap	169,97	72,05	177,32	67,64	1
I13_F2_04_3Ap	98,84	74,31	95,46	70,53	1,5
I13_F2_05_1Ap	73,85	65,47	74,32	76,06	1,5
I13_F2_05_2Ap	127,75	83,95	126,75	85,76	1,5
I13_F2_05_3Ap	147,15	66,88	149,66	71,33	1,5
I13_F2_06_1Ap	147,28	92,7	141,88	90,87	1,5
I13_F2_06_2Ap	132,31	65,5	132,24	67,41	1,5
I13_F2_06_3Ap	121,4	117,67	124,38	107,25	1,5
I13_F2_07_1Ap	110,66	109,86	107,31	96,84	1,5
I13_F2_07_2Ap	278,91	134,46	282,24	135,57	1,5
I13_F2_07_3Ap	121,22	69,07	124,41	61,6	1,5
I13_F2_08_1Ap	107,56	72,21	109,67	63,7	1,5
I13_F2_08_2Ap	95,72	88,09	95,01	87,41	1,5
I13_F2_08_3Ap	91,56	94,04	87,63	80,17	1,5
I13_F2_09_1Ap	186,83	98,45	186,47	91,57	1,5
I13_F2_09_2Ap	160,75	77,03	156,47	73,9	1,5
I13_F2_09_3Ap	128,82	66,87	128,46	65,83	1,5
I13_F2_10_1Ap	113,83	88,47	111,18	84,65	1,5
I13_F2_10_2Ap	92,04	67,7	91,02	67,1	1,5
I13_F2_10_3Ap	106,37	78,92	111,35	79,26	1,5
I13_F2_11_1Ap	99,27	63,81	95,01	60,68	1,5
I13_F2_11_2Ap	120,9	75,41	119,29	82,59	1,5
I13_F2_11_3Ap	120,51	98,54	120,66	76,98	1
I13_F2_12_1Ap	134,19	77,25	135,9	75,65	1,5
I13_F2_12_2Ap	96,40	82,14	98,12	73,60	1,5
I13_F2_12_3Ap	118,43	115,01	122,36	106,81	1,5

Fig 5.1 – Tabella illustrante dimensioni e indice morfologico per ciascuna apatite selezionata. In appendice (fig I.I) sono consultabili le foto al microscopio dei singoli cristalli.

Si tratta, per la maggior parte, di cristalli lievemente abrasati, raramente fratturati o rotti, e generalmente esenti da inclusioni.

L'insieme dei risultati scaturiti dalle analisi è presentato in figura 5.2.

Sample	raw age (Ma)	$\pm\sigma$ (Ma)	radius (μm)	U (ppm)	Th (ppm)	^4He (nmol/g)	eU (ppm)	FT ^{238}U	FT ^{235}U	FT ^{232}Th	fully FT correct ed age (Ma)	$\pm\sigma$ (Ma)	Mean age (Ma)	$\pm\sigma$ (Ma)
F2_02_1	3,16	0,16	41,60	16,93	31,87	0,43	24,42	0,67	0,62	0,62	4,01	0,24	5,93	0,21
F2_02_2	4,95	0,34	44,88	36,62	34,28	1,21	44,68	0,69	0,65	0,65	7,28	0,51		
F2_02_3	9,90	0,55	49,58	18,83	27,59	1,38	25,32	0,71	0,68	0,68	13,97	0,77		
F2_03_1	2,17	0,12	58,91	39,47	11,28	0,50	42,12	0,76	0,72	0,72	2,87	0,16	3,11	0,10
F2_03_2	2,45	0,15	48,56	60,63	145,42	1,26	94,80	0,71	0,67	0,67	3,53	0,22		
F2_03_3	2,23	0,10	50,22	30,39	9,58	0,40	32,64	0,72	0,68	0,68	3,11	0,14		
F2_04_1	5,01	0,26	36,71	15,46	33,36	0,64	23,30	0,63	0,58	0,58	8,15	0,42	7,99	0,26
F2_04_2	4,80	0,32	55,30	37,22	53,20	1,31	49,72	0,74	0,71	0,71	6,54	0,44		
F2_04_3	6,31	0,32	42,21	74,99	85,55	3,27	95,10	0,67	0,63	0,63	9,54	0,48		
F2_05_1	39,85	1,00	37,23	60,95	96,24	18,12	83,57	0,63	0,58	0,58	64,41	1,63	66,78	1,05
F2_05_2	59,70	1,64	53,50	9,27	11,59	4,05	11,99	0,73	0,70	0,70	81,40	2,24		
F2_05_3	44,04	1,28	55,28	5,83	22,31	2,69	11,07	0,74	0,71	0,71	60,51	1,76		
F2_06_1	7,64	0,40	59,04	19,43	30,16	1,11	26,52	0,76	0,72	0,72	10,19	0,54	5,45	0,18
F2_06_2	3,58	0,19	50,20	25,34	29,33	0,63	32,24	0,72	0,68	0,68	5,03	0,26		
F2_06_3	3,52	0,20	58,77	26,14	42,89	0,70	36,22	0,76	0,72	0,72	4,70	0,27		
F2_07_1	3,19	0,19	52,31	8,64	17,38	0,23	12,73	0,73	0,69	0,69	4,42	0,27	4,94	0,19
F2_07_2	8,30	0,40	105,02	7,07	14,08	0,48	10,38	0,86	0,84	0,84	9,71	0,47		
F2_07_3	2,25	0,23	47,10	12,75	29,00	0,24	19,57	0,70	0,66	0,66	3,25	0,34		
F2_08_1	4,64	0,28	44,03	8,31	23,54	0,36	13,84	0,68	0,64	0,64	6,92	0,42	5,87	0,21
F2_08_2	6,34	0,37	46,04	7,37	17,30	0,40	11,43	0,69	0,65	0,65	9,25	0,54		
F2_08_3	2,99	0,18	43,21	9,13	22,97	0,24	14,53	0,68	0,63	0,63	4,50	0,28		
F2_09_1	2,91	0,17	70,46	9,50	21,69	0,21	14,60	0,79	0,77	0,77	3,70	0,21	3,54	0,10
F2_09_2	2,41	0,14	58,45	12,58	25,65	0,25	18,61	0,75	0,72	0,72	3,23	0,19		
F2_09_3	2,55	0,11	49,03	19,55	48,22	0,43	30,88	0,71	0,67	0,67	3,65	0,15		
F2_10_2	3,06	0,18	39,93	22,38	31,09	0,50	29,68	0,65	0,61	0,61	4,75	0,28	4,86	0,18
F2_10_3	3,43	0,16	47,72	12,95	25,43	0,36	18,92	0,70	0,66	0,66	4,94	0,23		
F2_11_1	3,12	0,25	39,63	14,40	25,00	0,35	20,28	0,65	0,60	0,60	4,87	0,40	7,27	0,25
F2_11_2	5,46	0,26	50,54	6,75	20,32	0,35	11,53	0,72	0,68	0,68	7,70	0,36		
F2_11_3	8,63	0,15	46,15	23,41	26,17	1,40	29,56	0,70	0,65	0,65	12,53	0,66		
F2_12_2	5,91	0,26	43,64	10,87	19,53	0,51	15,45	0,68	0,64	0,64	8,81	0,39	11,85	0,34
F2_12_3	15,13	0,49	57,98	8,68	20,19	1,13	13,43	0,75	0,72	0,72	20,31	0,65		

Fig 5.2 – Tabella riassuntiva dei risultati delle analisi.

Una volta analizzati è stato necessario scartare solamente due cristalli, uno per il campione I13-F2-10 ed uno per I13-F2-12, in quanto non si trattava di apatiti.

I risultati mostrano una buona riproducibilità delle età determinate, fatta eccezione per I13-F2-05, la cui età si discosta di molto da quelle degli altri campioni (fig 5.2).

Le età determinate, per tutti i cristalli analizzati, sono da considerarsi corrette in quanto non vi sono relazioni lineari tra la concentrazione di uranio (eU) e le età calcolate.

Vengono ora descritti brevemente i risultati delle analisi per i singoli campioni, con particolare attenzione per i casi in cui sono riscontrabili anomalie nelle concentrazioni in U, Th e He e/o nelle età determinate; inoltre per ogni campione è stato costruito un grafico età corretta/eU:

- I13-F2-02 non presenta particolari anomalie tranne per un'apatite che mostra un contenuto in U più elevato rispetto alle altre, ma comunque non anomalo; le età calcolate sono abbastanza coerenti fra loro (fig 5.3).

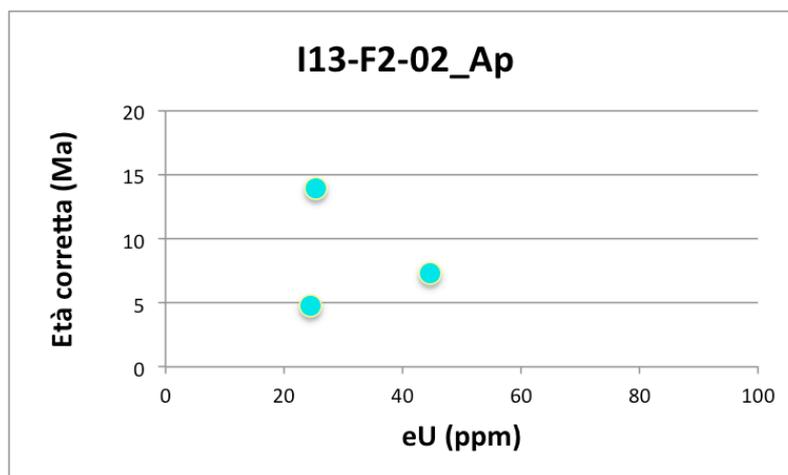


Fig 5.3 – Grafico raffigurante le relazioni trà età e contenuto in uranio (eU) per il campione I13-F2-02.

- I13-F2-03 presenta concentrazioni elevate di U e Th in uno dei tre cristalli; le età calcolate sono molto simili per tutte le tre apatiti (fig 5.4).

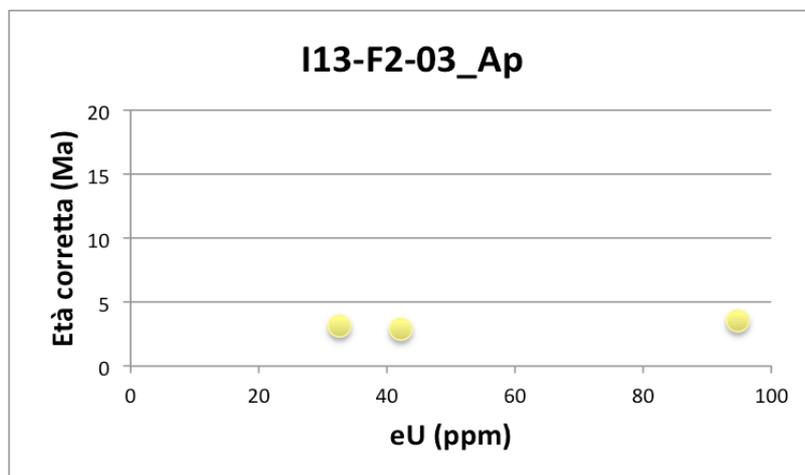


Fig 5.4 – Grafico raffigurante le relazioni trà età e contenuto in uranio (eU) per il campione I13-F2-03.

- I13-F2-04, come per I13-F2-03, ha dato età ben riproducibili tra loro e uno dei tre cristalli selezionati presenta contenuti anomali in U e Th (fig 5.5).

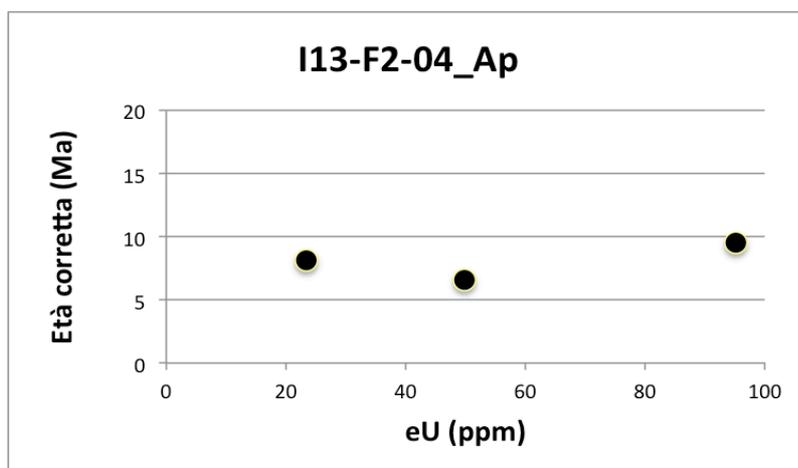


Fig 5.5 - Grafico raffigurante le relazioni trà età e contenuto in uranio (eU) per il campione I13-F2-04.

- Nei cristalli analizzati per I13-F2-05 la concentrazione di ^4He risulta molto più elevata rispetto a tutti gli altri cristalli esaminati ed anche le età calcolate si discostano di molto (fig 5.6).

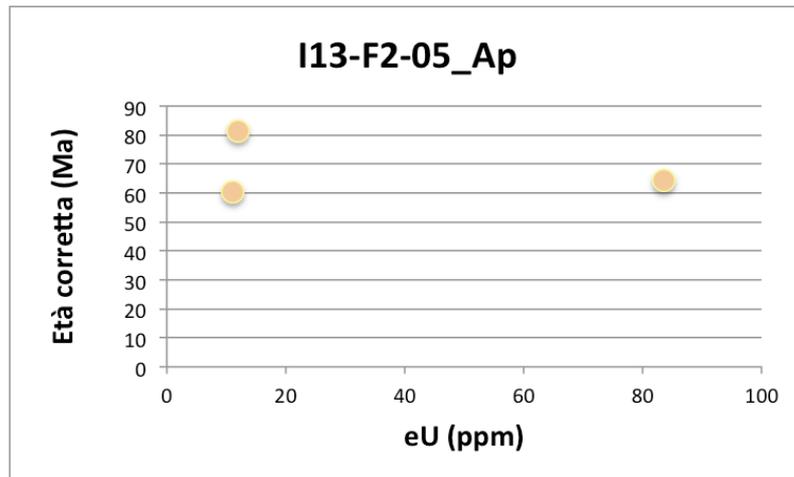


Fig 5.6 - Grafico raffigurante le relazioni trà età e contenuto in uranio (eU) per il campione I13-F2-05.

- Per I13-F2-12 sono disponibili dati solo per due cristalli (come per I13-F2-10, fig 5.8), inoltre le due età calcolate sono piuttosto distanti tra loro (fig 5.7).

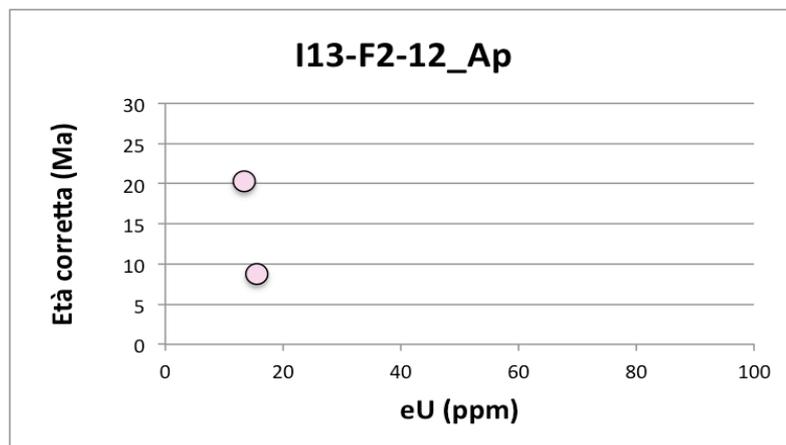


Fig 5.7 – Grafico raffigurante le relazioni trà età e contenuto in uranio (eU) per il campione I13-F2-12.

I risultati delle analisi per i restanti campioni non presentano importanti anomalie e le età medie determinate variano tra 3,54 Ma e 7,27 Ma con concentrazioni in U, Th e 4He nella norma (fig 5.8).

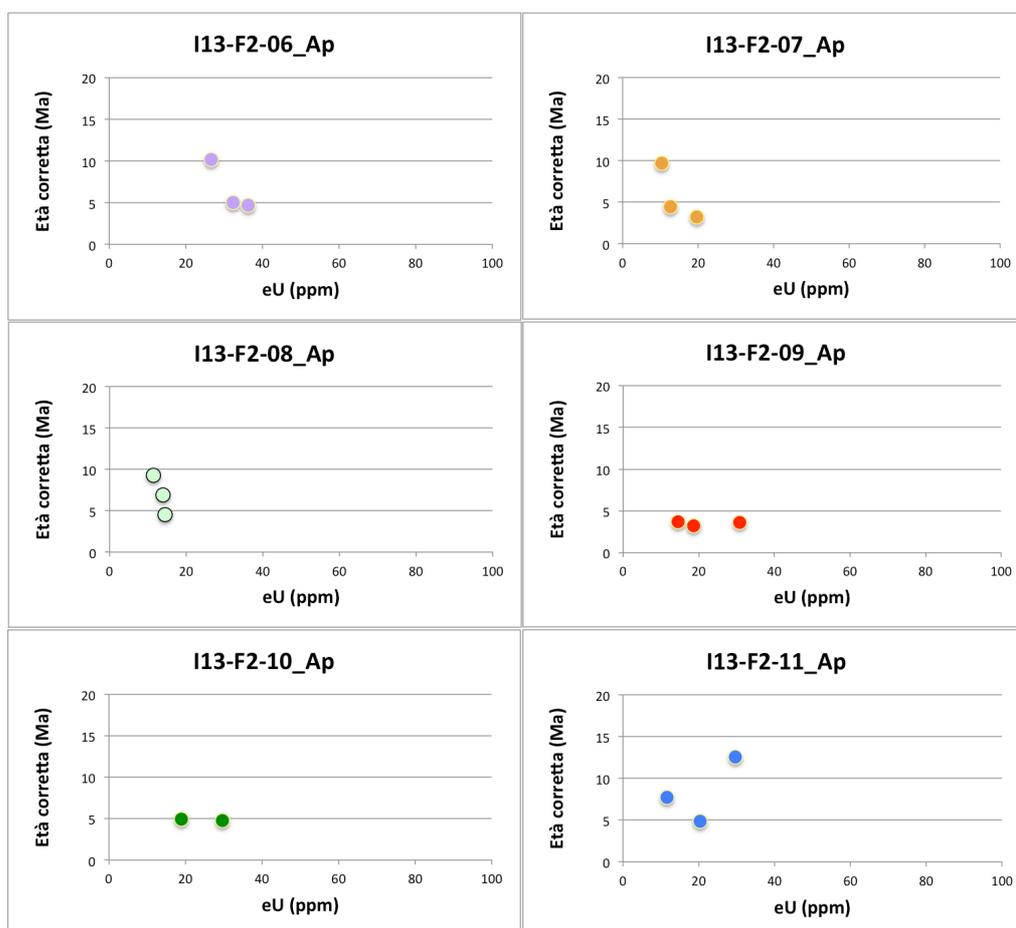


Fig 5.8 – Grafici raffiguranti le relazioni trà età e contenuto in uranio (eU) per i restanti campioni; vengono qui raggruppati in un'unica immagine in quanto non sono presenti importanti anomalie.

CAPITOLO 6

DISCUSSIONE

In questo capitolo verranno discussi i risultati delle analisi e verrà data un'interpretazione sul significato delle età di esumazione ottenute.

Come illustrato in Figura 4.1 i campioni sono stati raccolti in due differenti porzioni dell'affioramento di granitoidi di Kashmar e pertanto i dati verranno trattati in due raggruppamenti distinti.

Per quanto riguarda la porzione del batolite situata a NW di Kashmar sono disponibili i dati dei campioni da I13-F2-03 a I13-F2-08, con la sola esclusione di I13-F2-05 che verrà motivata in seguito.

Le età di esumazione calcolate variano qui tra un minimo di 3,11 Ma (I13-F2-03) e 7,99 Ma (I13-F2-04) con una media di 5,47 Ma.

Il campione I13-F2-02 invece si trova a circa 60 Km a NW dalla città di Kashmar e rappresenta un utile strumento di conferma per verificare la correttezza delle età calcolate per tutti gli altri campioni. Questo è infatti verificato in quanto l'età media per il campione I-13-F2-02 (5,93 Ma) è consistente con quanto calcolato per gli altri campioni.

Allo scopo di calcolare la velocità media di esumazione ed osservare eventuali correlazioni tra i dati sono stati costruiti due grafici quota/età, uno per ciascuna zona del batolite. I valori di quota ed età media sono riassunti nella tabella che segue.

Campione	Quota (m)	Età media (Ma)
I13-F2-03	1225	3,11
I13-F2-04	1372	7,99
I13-F2-05	1523	66,78
I13-F2-06	1669	5,45
I13-F2-07	1813	4,94
I13-F2-08	1887	5,87

Le età medie per ogni campione, messe in relazione con la quota dello stesso, per la porzione occidentale del batolite, sono visibili nel grafico di Figura 6.1. Come è chiaramente osservabile non esiste una correlazione lineare tra i dati plottati sul grafico e non è possibile tracciare una retta interpolatrice. Non è quindi possibile calcolare una velocità di esumazione media. Questo sta a significare che, per qualche motivo, la relazione lineare che dovrebbe intercorrere tra quota ed età non è presente. La spiegazione più ovvia sta nel fatto che in questa area sono presenti alcune faglie che non hanno permesso l'esumazione omogenea e sincrona del batolite. Per questo motivo non sarebbe significativo nemmeno il calcolo della velocità di esumazione per ogni singolo campione, in quanto privo di significato per una visione complessiva del fenomeno di esumazione su vasta scala.

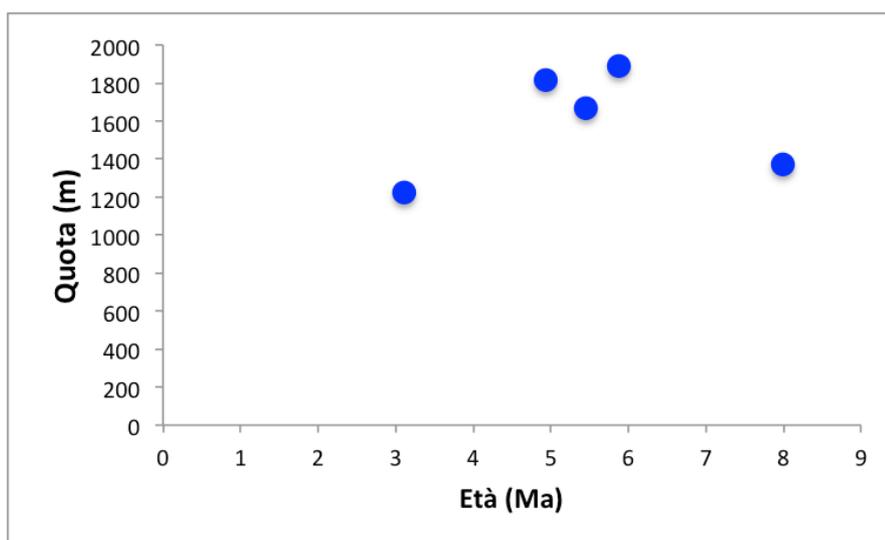


Fig 6.1 – Relazioni tra età media e quota per i campioni rappresentanti la porzione occidentale dell'affioramento di granitoidi di Kashmar.

La presenza di faglie potrebbe essere anche la causa dell'età anomala riscontrata nel campione I13-F2-05 la cui media calcolata è di 66,78 Ma, molto distante dalle età medie determinate per gli altri campioni. Un'altra spiegazione per questa anomalia potrebbe essere trovata in una composizione particolare delle apatiti selezionate.

La seconda porzione dell'affioramento di granitoidi è situata a NE della città di Kashmar; in questa area sono stati raccolti i campioni I13-F2-09, I13-F2-10, I13-F2-11 e I13-F2-12. Le età determinate spaziano tra un minimo di 3,54 Ma (I13-F2-09) e 11,85 Ma (I13-F2-12), con il valore medio a 6,88 Ma.

I valori di quota e età media sono riassunti nella tabella che segue.

Campione	Quota (m)	Età media (Ma)
I13-F2-09	1384	3,54
I13-F2-10	1550	4,86
I13-F2-11	1691	7,27
I13-F2-12	1876	11,85

In questo caso è invece visibile una chiara correlazione tra i dati, come visibile in Figura 6.2.

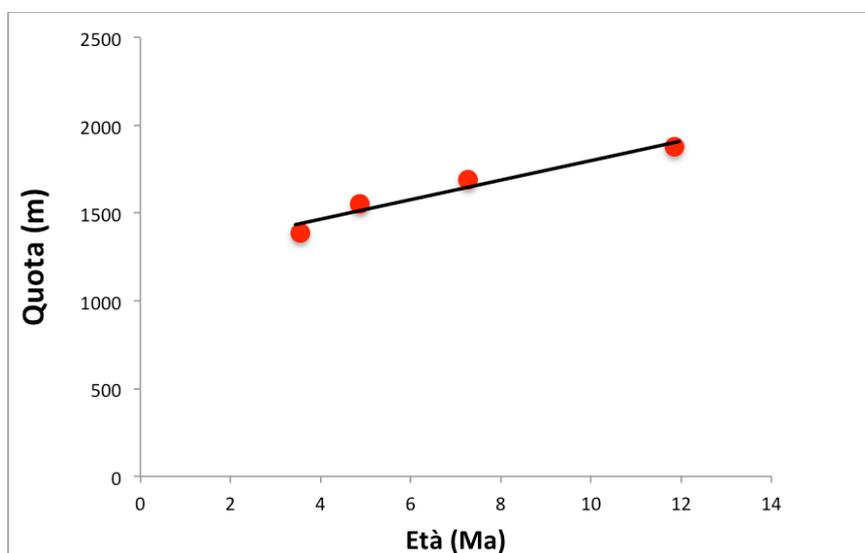


Fig 6.2 – Relazioni tra età media e quota per i campioni rappresentanti la porzione orientale dell'affioramento di granitoidi di Kashmar; in nero è rappresentata la retta interpolatrice.

Data l'esistenza di una relazione lineare tra quote dei campioni ed età medie calcolate è stato possibile tracciare una retta interpolatrice; è quindi possibile, nota l'equazione della retta, calcolare la velocità di esumazione media ($\dot{\epsilon}$):

$$y = 55,618x + 1242,6$$

$$R^2 = 0,94617$$

$$\dot{\epsilon} = 0,06 \text{ mm/anno}$$

Appurata la linearità delle relazioni tra quota ed età media è possibile supporre che questa seconda area dell'affioramento di Kashmar non sia interessata da faglie importanti. Può essere quindi significativo il calcolo delle velocità medie di esumazione per i singoli campioni assumendo, come detto in precedenza, che la fase tettonica sia terminata a circa 2 Ma, e che il gradiente termico sia di 30°C per km. Il calcolo è molto semplice in quanto si basa sul calcolo del rapporto tra una profondità (60°C \cong 2 km) e la differenza fra l'età media del singolo campione (x) e il momento che segna la fine della tettonica inversa.

$$\dot{\epsilon} = \frac{2 \text{ km}}{(x \text{ Ma} - 2 \text{ Ma})}$$

I risultati sono riassunti nella seguente tabella:

Campione	Età media (Ma)	Velocità di esumazione (mm/a)
I13-F2-09	3,54	1,299
I13-F2-10	4,86	0,699
I13-F2-11	7,27	0,379
I13-F2-12	11,85	0,203

A questo punto è stata calcolata la velocità di esumazione come media tra le velocità dei singoli campioni, risultata essere di 0,645 mm/anno, quindi in apparente contraddizione con quanto ricavato dal grafico età/quota.

In realtà, bisogna tenere presente che il grafico età/quota indica un tasso di esumazione piuttosto basso per un periodo che va da 11,85 Ma a 3.54 Ma, mentre le velocità medie ricavate dal singolo campione esprimono i tassi relativi al percorso verso la superficie a partire dall'età indicata dalla datazione. Per meglio visualizzare il processo di esumazione, è stato quindi costruito una diagramma età/temperatura.

Grazie alla velocità di esumazione media calcolata in relazione al grafico di Figura 6.2 (0,06 mm/anno) è stato possibile determinare in quale lasso di tempo questo tasso di esumazione è rimasto pressochè costante. Questa risulta essere un'informazione fondamentale nella ricostruzione della storia termica.

In Figura 5.3 è illustrata la storia termica per i campioni appartenenti alla porzione orientale dell'affioramento di granitoidi di Kashmar; nel grafico il tratteggio indica l'intervallo di temperatura, e quindi di profondità, per cui non possediamo dati sulla storia della roccia in quanto con il metodo di datazione utilizzato in questo studio è possibile ottenere informazioni per una finestra di temperatura che spazia da 40°C a 80°C circa.

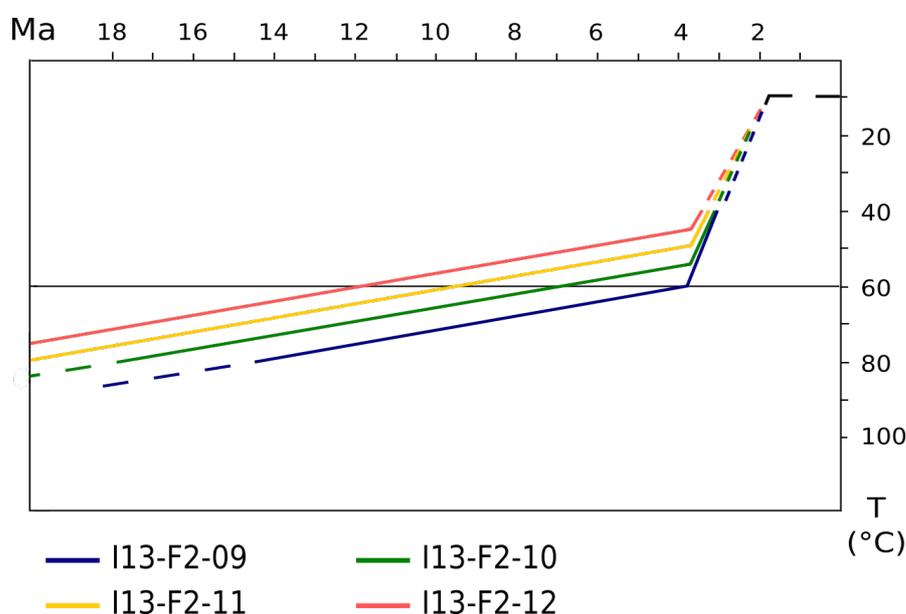


Fig 5.3 – Grafico illustrante la storia termica per i campioni rappresentanti la porzione orientale dell'affioramento di granitoidi di Kashmar.

Sono chiaramente distinguibili due differenti fasi di esumazione: la prima, con bassa pendenza è stata tracciata seguendo quanto ricavato dal grafico di Figura 6.2 in termini di velocità media di esumazione, mentre la seconda mostra un brusco cambiamento con un importante aumento del tasso di esumazione.

E' stato possibile calcolare le velocità di esumazione medie per la retta rappresentante il tasso di esumazione maggiore: per tutti i campioni si nota una debole differenza nella pendenza delle rette, e quindi delle velocità medie, che si attestano attorno a circa 1 mm/anno.

La definizione di una storia termica per i campioni appartenenti all'area occidentale del batolite non avrebbe alcun significato in termini di esumazione su vasta scala in quanto, come già detto, la presenza di faglie non permette una correlazione lineare tra i vari dati.

6.1 INTERPRETAZIONE TETTONICA DEI DATI

Studi precedenti sulla cinematica della Doruneh Fault, come illustrato nel Capitolo 1, indicano un iniziale movimento laterale destro dal Eocene inferiore al Miocene superiore (55,8-5,33 Ma), seguito da un intervallo a cinematica inversa dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore (5,33-1,8 Ma), ed infine il movimento trascorrente sinistro che si osserva attualmente (1,8-0 Ma; Javadi *et al.* 2013).

I risultati di questo lavoro vanno a confermare quanto affermato da Javadi *et al.* e permettono di tracciare una storia tettonica più precisa e dettagliata.

Le età determinate sono da considerarsi affidabili vista la buona riproducibilità esistente; anche le età calcolate per il campione I13-F2-02 sono ben correlabili con quanto visto a nord di Kashmar e fungono quindi da conferma per la veridicità di tutte le analisi, permettendo di estendere gli studi svolti sull'esumazione su scala più ampia.

E' stato possibile definire un tasso di esumazione di circa 0,06 mm/anno costante fino a circa 4 Ma, seguito da un brusco aumento della velocità di esumazione. Tale aumento della velocità di esumazione può essere spiegato

solo con un evento tettonico capace di portare molto velocemente le rocce in superficie. Questo evento è compatibile con la fase a cinematica inversa di Javadi *et al.* (2013), che viene ulteriormente confinata in un lasso di tempo compreso tra 4 Ma e 2 Ma circa.

CAPITOLO 7

CONCLUSIONI

In questo lavoro è stato utilizzato il metodo (U-Th)/He su apatiti allo scopo di determinare l'intervallo di tempo in cui la Doruneh Fault è stata contraddistinta da cinematica inversa, successivo al movimento trascorrente destro e seguito dal movimento trascorrente sinistro attuale.

Lo scopo era quello di cercare una conferma per quanto affermato in studi precedenti in termini di età di inizio e durata dell'esumazione (Javadi *et al.* 2013).

I risultati delle analisi si sono rivelati essere molto significativi, con una buona riproducibilità delle età determinate.

I risultati finali di questo lavoro possono essere sintetizzati in tre aspetti chiave:

- Le età di esumazione proposte in studi precedenti sono state ampiamente confermate, con risultati che mediamente rappresentano età di 5 Ma – 6 Ma;
- Dalla storia termica costruita è stato possibile definire due differenti tratti nel percorso di esumazione: uno iniziale con velocità media di esumazione di circa 0,06 mm/anno (da 11,85 Ma a 3,85 Ma), e uno più recente a circa 1 mm/anno (da 3,85 Ma a 1,8 Ma);
- La fase principale della tettonica a cinematica inversa può quindi essere ristretta ad un lasso di tempo compreso tra 4 Ma e 2 Ma circa.

E' stato infine provato che la regione più occidentale dell'affioramento di granitoidi di Kashmar è interessata dalla presenza di faglie, mentre quella orientale risulta non disturbata o, perlomeno, non sono presenti faglie con importanti rigetti verticali.

BIBLIOGRAFIA

- AGARD, P., MONIE, P., GERBER, W., OMRANI, J., MOLINARO, M., MEYER, B., LABROUSSE, L., VRIELYNCK, B., JOLIVET, L. & YAMATO, P. 2006. Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P–T, deformation, time and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics. *Journal of Geophysical Research* **111**, B11401, doi:10.1029/2005JB004103, 28 pp.
- AGARD, P., OMRANI, J., JOLIVET, L. & MOUTHEREAU, F. 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **94**, 401–19.
- P. AGARD, J. OMRANI, L. JOLIVET, H. WHITECHURCH, B. VRIELYNCK, W. SPAKMAN, P. MONIÉ, B. MEYER & R. WORTEL, 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geol. Mag.*: page 1 of 34.
- AGHANABATI, A. 2004. *Geology of Iran*. Tehran: Geological Survey of Iran, 586 pp. (in Persian).
- ALAVI, M. 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology* **8**, 144–9.
- ALAVI, M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* **229**, 211–38.
- ALLEN, M., BLANC, E. J.-P., WALKER, R., JACKSON, J., TALEBIAN, M. & GHASSEMI, M. R. 2006. Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran. *Geological Society of America Special Paper* **409**, 579–89.

- ALLEN, M., JACKSON, J. & WALKER, R. 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long term deformation rates. *Tectonics* **23**, TC2008, doi: 10.1029/2003TC001530.
- ALLEN, M. B., KHEIRKHAH, M., EMAMI, M. H. & JONES, S. J. 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International* **184**, 555–74.
- AMIDI, S.M., EMAMI, M.H., MICHEL, R., 1984. Alkaline Character of Eocene Volcanism in the Middle Part of Central Iran and Its Geodynamic Situation. *Geological Rundschau* 73, 917-932.
- AUTHEMAYOU, C., BELLIER, O., CHARDON, D., BENEDETTI, L., MALEKZADE, Z., CLAUDE, C., ANGELETTI, B., SHABANIAN, E. & ABBASSI, M. R. 2009. Quaternary slip-rates of the Kazerun and the Main Recent Faults: active strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt. *Geophysical Journal International* **178**, 524–40.
- AUTHEMAYOU, C., CHARDON, D., BELLIER, O., MALEKZADEH, Z., SHABANIAN, E. & ABBASSI, M. R. 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). *Tectonics* **25**, TC3002, doi:10.1029/2005TCOO1860, 21 pp.
- AXEN, G. J., LAM, P. S., GROVE, M., STOCKLI, D. F. & HASSANZADEH, J. 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology* **29**, 559–62.

- BAGHERI, S. 2007. *The exotic Paleo-Tethys terrane in central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas*. Ph.D. thesis, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland, 223 pp. Published thesis.
- BAGHERI, S. & STAMPFLI, G. M. 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* **451**, 123–55.
- BALLATO, P., UBA, C. E., LANDGRAF, A., STRECKER, M. R., SUDO, M., STOCKLI, D. F., FRIEDRICH, A. & TABATABAEI, S. H. 2011. Arabia-Eurasia continental collision: insights from Late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, Northern Iran. *Geological Society of America Bulletin* **123**, 106–31.
- BARBARIN, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**, 605-626.
- BERBERIAN, M. & KING, G. C. P. 1981. Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* **18**, 210–65.
- BERBERIAN, F., MUIR, I.D., PANKHURST, R.J., BERBERIAN, M., 1982. Late Cretaceous and Early Miocene Andean-Type Plutonic Activity in Northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society* **139**, 605-614.

- BEYDOUN, Z. R., HUGHES CLARKE, M. W. & STONELEY, R. 1992. Petroleum in the Zagros basin: a late Tertiary foreland basin overprinted onto the outer edge of a vast hydrocarbon-rich Paleozoic–Mesozoic passive-margin shelf. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **55**, 309–39.
- CASTRO, A., AGHAZADEH, M., BADRZADEH, Z., CHICHORRO, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180, 109-127.
- CHIU, H.-Y., CHUNG, S.-L., ZARRINKOUB, M.H., MOHAMMADHI, S.S., KHATIB, M.M., IIZUKA, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162–163, 70-87.
- DAVOUDZADEH, M., SOFFEL, H. & SCHMIDT, K. 1981. On the rotation of the Central East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **3**, 180–92.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B. 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps, 14 maps, 1 pl.* Paris: Gauthier-Villars.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I. M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D. H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L. A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M. L., LAUER, J. P. & BIJU-DUVAL, B. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* **123**, 241–315.

- DEWEY, J. F., PITMAN, W., RYAN, W. & BONIN, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 3137–80.
- ENGLAND, P., MOLNAR, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*. 18, 1173–77.
- EHLERS, T., FARLEY, K., 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth Plan. Sci. Let.* 206, 1–14.
- FALCON, N.L., 1974. Outline of Geology of Iranian Makran. *Geography Journal* 140, 284–291.
- FARBOD, Y., BELLIER, O., SHABANIAN, E. & ABBASSI, M. R. 2011. Geomorphic and structural variations along the Doruneh Fault System (central Iran). *Tectonics* **30**, TC6014, doi: 10.1029/2011TC002889.
- FARLEY, K. A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res.*, 105(B2), 2903–2914.
- FARLEY, K.A., 2002. (U–Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. *Rev. Min. Geochem.* 47, 819–44.
- FATTAHI, M., WALKER, R. T., KHATIB, M. M., DOLATI, A. & BAHROUDI, A. 2007. Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International* **168**, 691–709.

- FECHTIG, H., KALBITZER, S., 1966. The diffusion of argon in potassium-bearing solids, in: Schaeffer, O. A. and Zähringer, J. (Eds). Potassium-Argon Dating, Springer, Berlin, pp. 68–106.
- FITZGERALD, P. G., BALDWIN, S. L., WEBB, L. E., O’SULLIVAN, P.B., 2006. Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. *Chem. Geol.* 225, 91–120. doi:10.1016/j.chemgeo.2005.09.001.
- FLOWERS, R.M., KETCHAM, R.A., SHUSTER, D.L., FARLEY, K.A., 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 73, 2347–2365.
- GUEST, B, GUEST, A. & AXEN, G. J. 2007. Continental and oceanic lithosphere in mutual compression: lithospheric buckling as a mechanism for uplift and subsidence in northern Iran and the south Caspian. *Global and Planetary Change* 58, 435–53.
- HAFKENSCHIED, E., WORTEL, M. J. R. & SPAKMAN, W. 2006. Subduction history of the Tethyan derived seismic tomography and tectonic reconstruction. *Journal of Geophysical Research* 111, B08401, doi:10.1029/2005JB003791, 26 pp.
- HATZFELD, D. & MOLNAR, P. 2010. Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications. *Reviews of Geophysics* 48, RG2005, doi:10.1029/2009RG000304, 48 pp.
- JACKSON, J., HAINS, J. & HOLT, W. 1995. The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research* 100, 15205–19.

- JACKSON, J. & MCKENZIE, D. 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **77**, 185–264.
- JACKSON, J. & MCKENZIE, D. 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International* **93**, 45–73.
- HAMID REZA JAVADI, MOHAMMAD REZA GHASSEMI, MAJID SHAHPASANDZADEH, BERNARD GUEST, MARZIEH ESTERABI ASHTIANI, ALI YASSAGHI & MEYSSAM KOUHPEYMA, 2013. History of faulting on the Doruneh Fault System: implications for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate. *Geol. Mag.* **150** (4)
- KEMP, A.I.S., HAWKESWORTH, C.J., COLLINS, W.J., GRAY, C.M., BLEVIN, P.L., EIMF, 2009. Isotopic evidence for rapid continental growth in an extensional accretionary orogen: The Tasmanides, eastern Australia. *Earth and Planetary Science Letters* **284**, 455–466.
- LACOMBE, O., AMROUCH, K., MOUTHEREAU, F. & DISSEZ, L. 2007. Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. *Geology* **35**, 263–6.
- LACOMBE, O., MOUTHEREAU, F., KARGAR, S. & MEYER, B. 2006. Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros. *Tectonics* **25**, TC1003, doi:10.1029/2005TC001831, 27 pp.

- MASSON, F. D. R., ANVARI, M., DJAMOUR, Y., WALPERSDORF, A., TAVAKOLI, F., DAIGNIÈRES, M., NANKALI, H. & VAN GORP, S. B. 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International* **170**, 436–40.
- MATTEI, M., CIFELLI, F., MUTTONI, G., ZANCHI, A., BERRA, F., MOSSAVVARI, F. & ESHRAGHI, S. A. 2012. Neogene block-rotation in Central Iran: evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin* **124**, 943–56.
- MCQUARRIE, N., STOCK, J. M., VERDEL, C. & WERNICKE, B. P. 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* **30**, 2036, doi: 10.1029/2003GL017992.
- MEYER, B. & LE DORTZ, K. 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics* **26**, TC5009, doi: 10.1029/2006TC002073.
- MOGHADAM, H. S., LI, X., LING, X., SANTOS, JOSE F., STERN, R. J., LI, Q., GHORBANI, G., 2012. Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U-Pb zircon geochronology and isotope geochemistry, *LITHOS* (2014), doi: 10.1016/j.lithos.2014.12.012
- MUTTONI, G., GAETANI, M., KENT, D. V., SCIUNNACH, D., ANGIOLINI, L., BERRA, F., GARZANTI, E., MATTEI, M. & ZANCHI, A. 2009a. Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian. *GeoArabia* **14**, 17–48.

- MUTTONI, G., MATTEI, M., BALINI, M., ZANCHI, A., GAETANI, M. & BERRA, F. 2009*b*. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In *South Caspian to Central Iran Basins* (eds M.-F. Brunet, M. Wilmsen & J. W. Granath), pp. 7–29. Geological Society of London, Special Publication no. 312.
- NADIROV, R. S., BAGIROV, B. E., TAGIYEV, M. & LERCHE, I. 1997. Flexural plate subsidence, sedimentation rates, and structural development of the super-deep south Caspian Basin. *Tectonophysics* **14**, 383–400.
- QUENNELL, A. M. 1984. The Western Arabia rift system. In *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* (eds J. E. Dixon & A. H. F. Robertson), pp. 775–88. Geological Society of London, Special Publication no. 17.
- RAMEZANI, J., TUCKER, R.D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science* 303, 622-665.
- REGARD, V., HATZFELD, D., MOLINARO, M., AUBOURG, C., BAYER, R., BELLIER, O., YAMINI-FARD, F., PEYRET, M. & ABBASSI, M. 2010. The transition between Makran subduction and the Zagros collision: recent advances in its structure and active deformation. In *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic* (eds P. Leturmy & C. Robin), pp. 43–64. Geological Society of London, Special Publication no. 330.
- REINERS, P.W., CAMPBELL, I.H., NICOLESCU, S., ALLEN, C.M., HOURIGAN, J.K., GARVER, J.I., MATTINSON, J.M., COWAN, D.S., 2005. (U-Th)/(He-Pb) double dating of detrital zircons. *Am. J. Sci.* 305, 259–311.

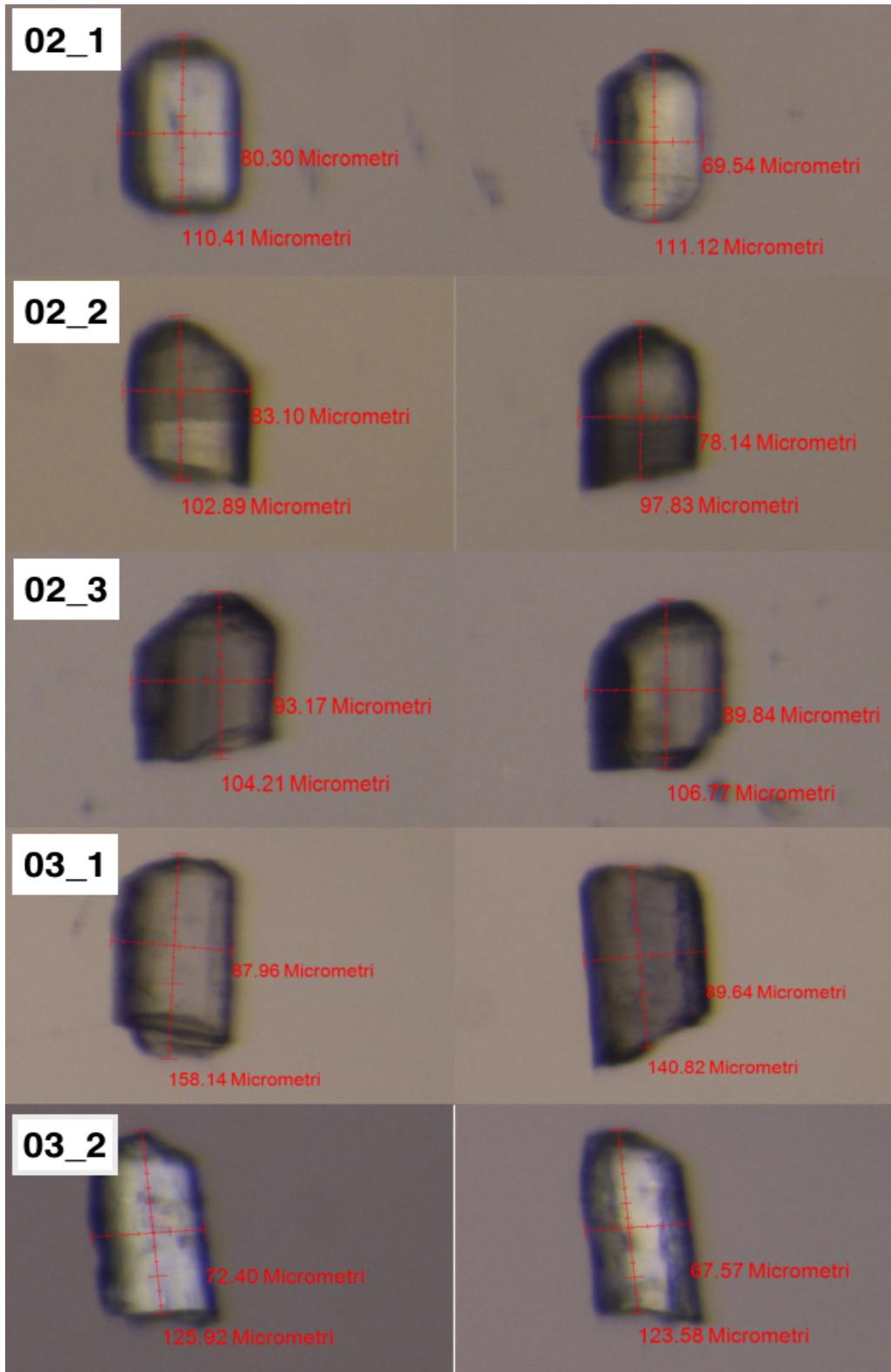
- REINERS, P.W., EHLERS, T.A., 2005. Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, Applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol. 58. Mineral. Soc. Am., Geochem. Soc., Chantilly, VA, pp 622.
- REINERS, P.W., BRANDON, M.T., 2006, Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion, *Annu. Rev. Earth Pl. Sc.*, 34, 419-466.
- REINERS, P.W., SPELL, T.L., NICOLESCU, S., ZANETTI, K.A., 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ar dating. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 68, 1857–87.
- RICOU, L.-E., BRAUD, J. & BRUNN, J. H. 1977. Le Zagros. In *Livre à la mémoire de A.F. de Lapparent (1905–1975). Mémoire hors Série de la Société Géologique de France* **8**, 33–52.
- ROBERTS, M.P., CLEMENS, J.D., 1993. Origin of High-Potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology* 21, 825-828.
- ROSSETTI, F., NASRABADY, M., THEYE, T., GERDES, A., MONIE, P., LUCCI, F., VIGNAROLI, G., 2014. Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin* 126, 317-343.
- SABZEHEI, M., BERBERIAN, M., ROSHANRAVAN, J., AZIZAN, H., NAZEMZADEH, M., ALAVI-TEHRANI, N., HOUCHEMAND-ZADEH, A., NOWGOLE-SADAT, M. A. A. & MADJIDI, M. 1994. *Geological map of Hajiabad, 1/250,000 scale*. Tehran: Geological survey of Iran.

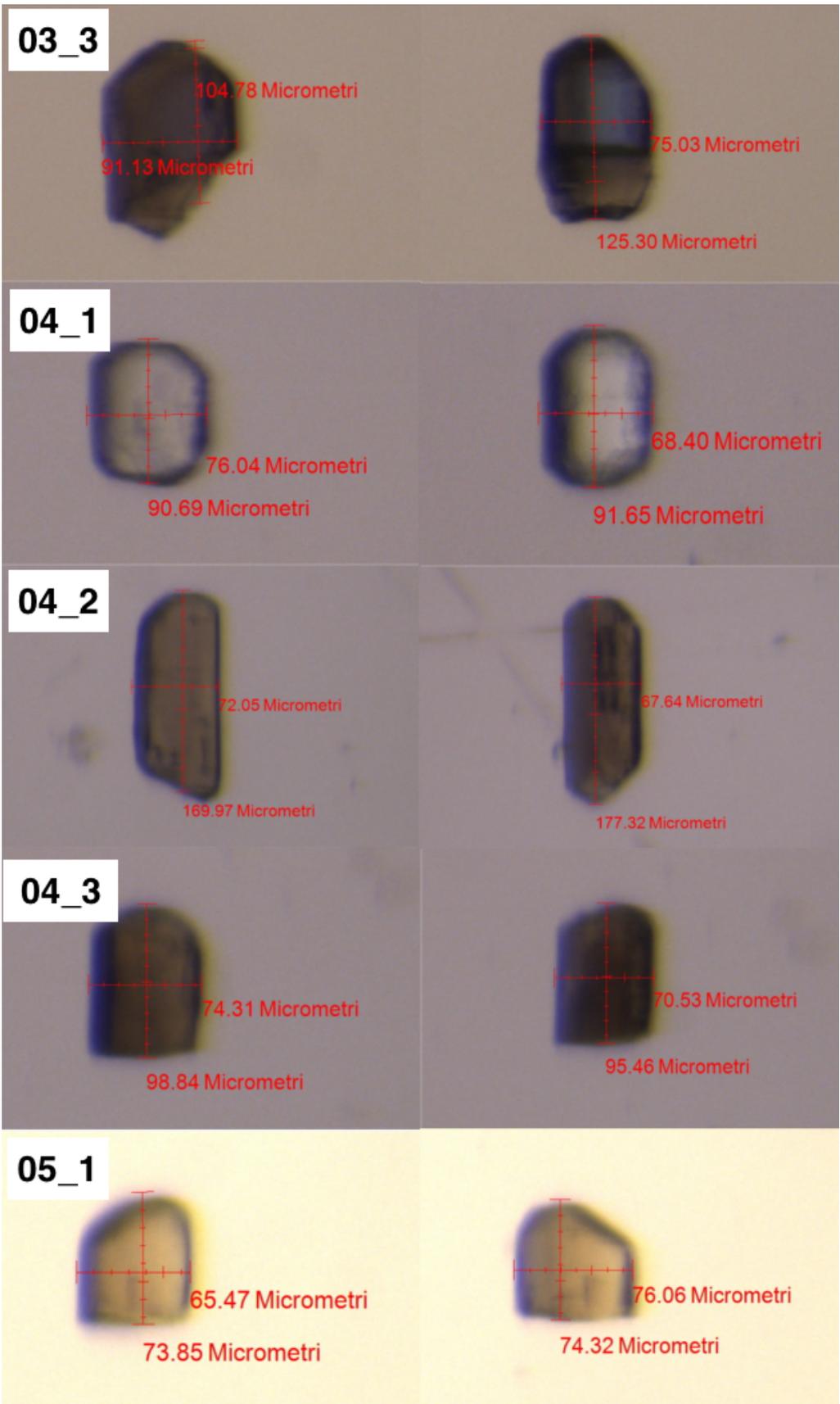
- SCHMIDT, K. & SOFFEL, H. 1984. Mesozoic geological events in the Central-East Iran and their relation to palaeomagnetic results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **168**, 173–81.
- SHUSTER, D.L., FLOWERS, R.M., FARLEY, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite: *Earth Planet. Sc. Lett.* **249**, 148–161. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.028.
- SENGÖR, A. M. C., ALTINER, D., CIN, A., USTAÖMER, T. & HSÜ, K. J. 1988. The origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. In *Gondwana and Tethys* (eds M. G. Audley-Charles & A. Hallam), pp. 119–81. Geological Society of London, Special Publication no. 37.
- SHAFARI MOGHADAM, H., STERN, R. J. & RAHGOSHAY, M. 2010. The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Geological Society of America Bulletin* **122**, 1516–47.
- SMIT, J., BURG, J.-P., DOLATI, A. & SOKOUTIS, D. 2010b. Effects of mass waste events on thrust wedges: Analogue experiments and application to the Makran accretionary wedge. *Tectonics* **29**, TC3003, doi:10.1029/2009TC002526, 11 pp.
- SOFFEL, H. C., DAVOUDZADEH, M., ROLF, C. & SCHMIDT, S. 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau* **85**, 293–302.
- SOFFEL, H. C. & FÖRSTER, H. G. 1980. Apparent polar wander path of Central Iran and its geotectonic interpretation. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* **32** (Suppl. 3), 117–35.

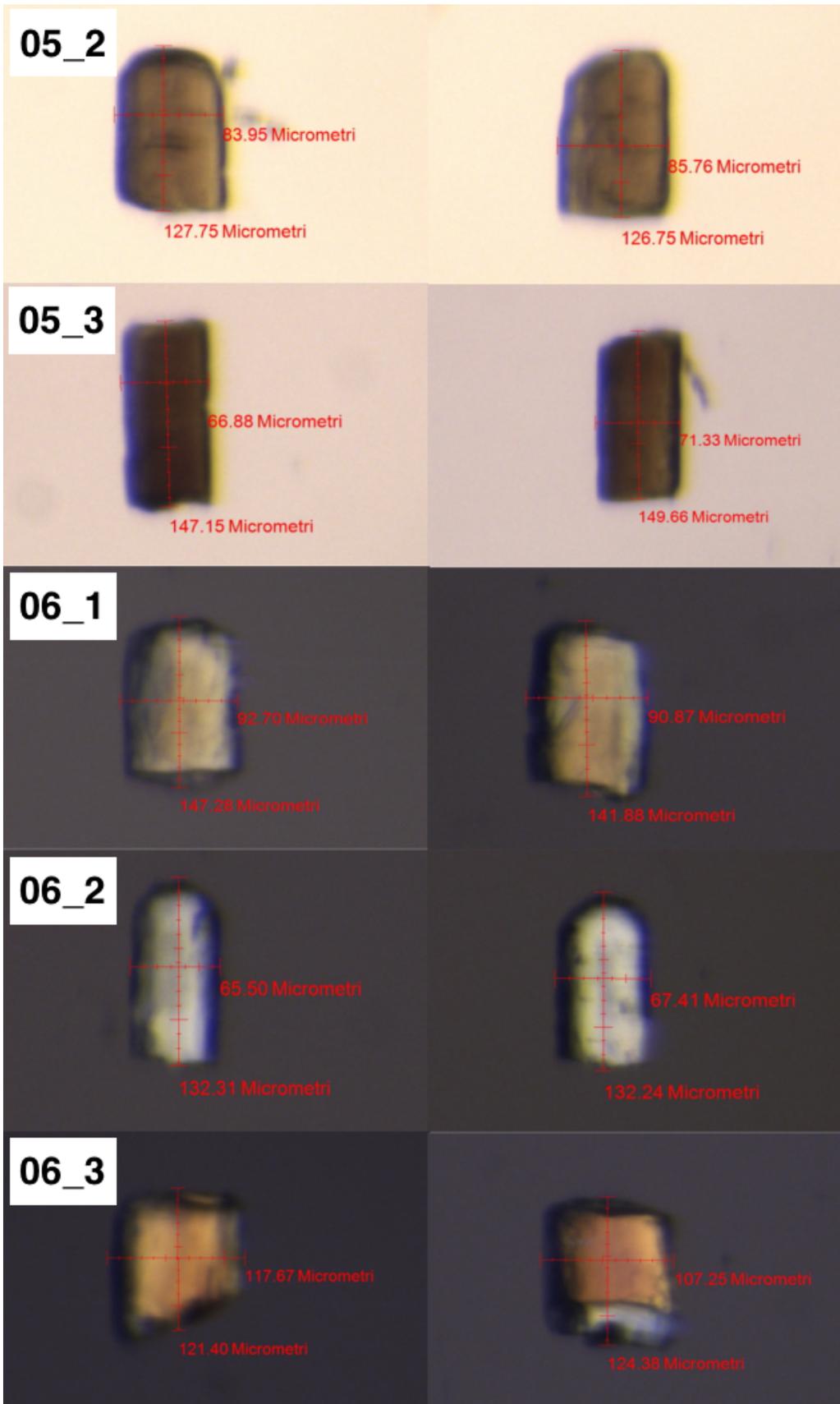
- SOLTANI, A., 2000. Geochemistry and Geochronology of I-Type Granitoid rocks in the Northeastern Central Iran Plate, University of Wollongong, p. 319.
- STAMPFLI, G. M. & BOREL, G. D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* **196**, 17–33.
- STEIGER, R.H., JÄGER, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 359-362.
- STÖCKLIN, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **52**, 1229–58.
- TAKIN, M. 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature* **235**, 147–50.
- TIRRUL, R., BELL, I. R., GRIFFIS, R. J. & CAMP, V. E. 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* **94**, 134–50.
- VERDEL, C., WERNICKE, B.P., HASSANZADEH, J., GUEST, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* **30**.
- VERNON, A.J., 2008. Thermochronological approach to the late Neogene exhumation of the European Alps. PhD thesis, University of Edinburgh.
- WALKER, R. & JACKSON, J. 2004. Active tectonics and Late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics* **23**, TC5010, doi: 10.1029/2003TC001529.

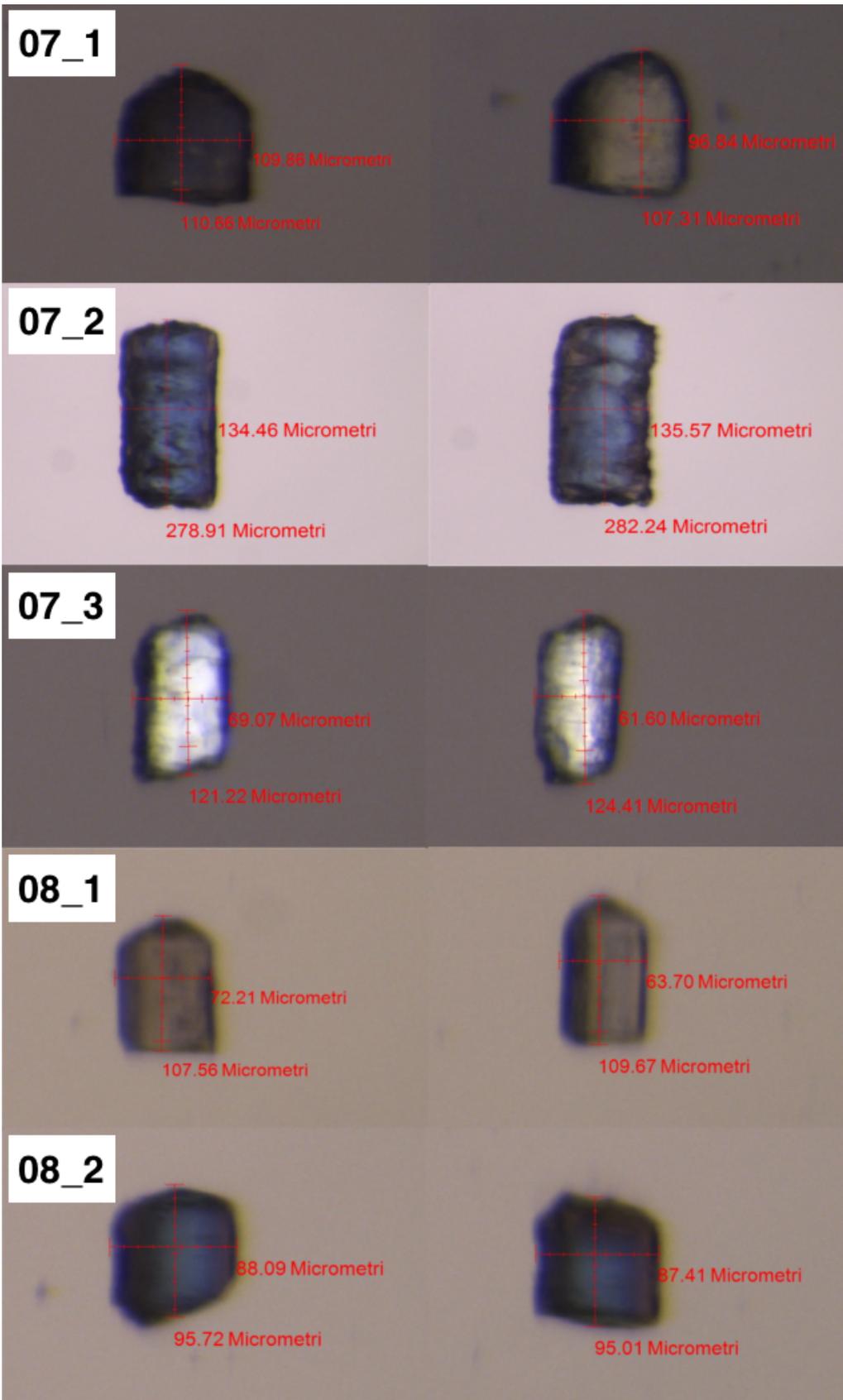
- WALPERSDORF, A., HATZFELD, D., NANKALI, H., TAVAKOLI, F., NILFOROUSHAN, F., TATAR, M., VERNANT, P., CHÉRY, J. & MASSON, F. 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International* **167**, 1077–88.
- WELLS, A. J. 1969. The Crush Zone of the Iranian Zagros Mountains, and its implications. *Geological Magazine* **106**, 385–94.
- WENSINK, H. 1970. The implication of some paleomagnetic data from Iran for its structural history. *Geologie en Mijnbouw* **58**, 175–85.
- WESTAWAY, R. 1994. Present day kinematics of the Middle- East and Eastern Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* **99**, 12071–90.
- ZAMANI, B., ANGELIER, J. & ZAMANI, A. 2008. State of stress induced by plate convergence and stress partitioning in northeastern Iran, as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Journal of Geodynamics* **45**, 120–32.
- ZANCHI, A., ZANCHETA, S., GARZANTI, E., BALINI, M., BERRA, F., MATTEI, M. & MUTTONI, G. 2009. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In *South Caspian to Central Iran Basins* (eds M. F. Brunet, M. Wilmsen & J. W. Granath), pp. 261–86. Geological Society of London, Special Publication no. 312.

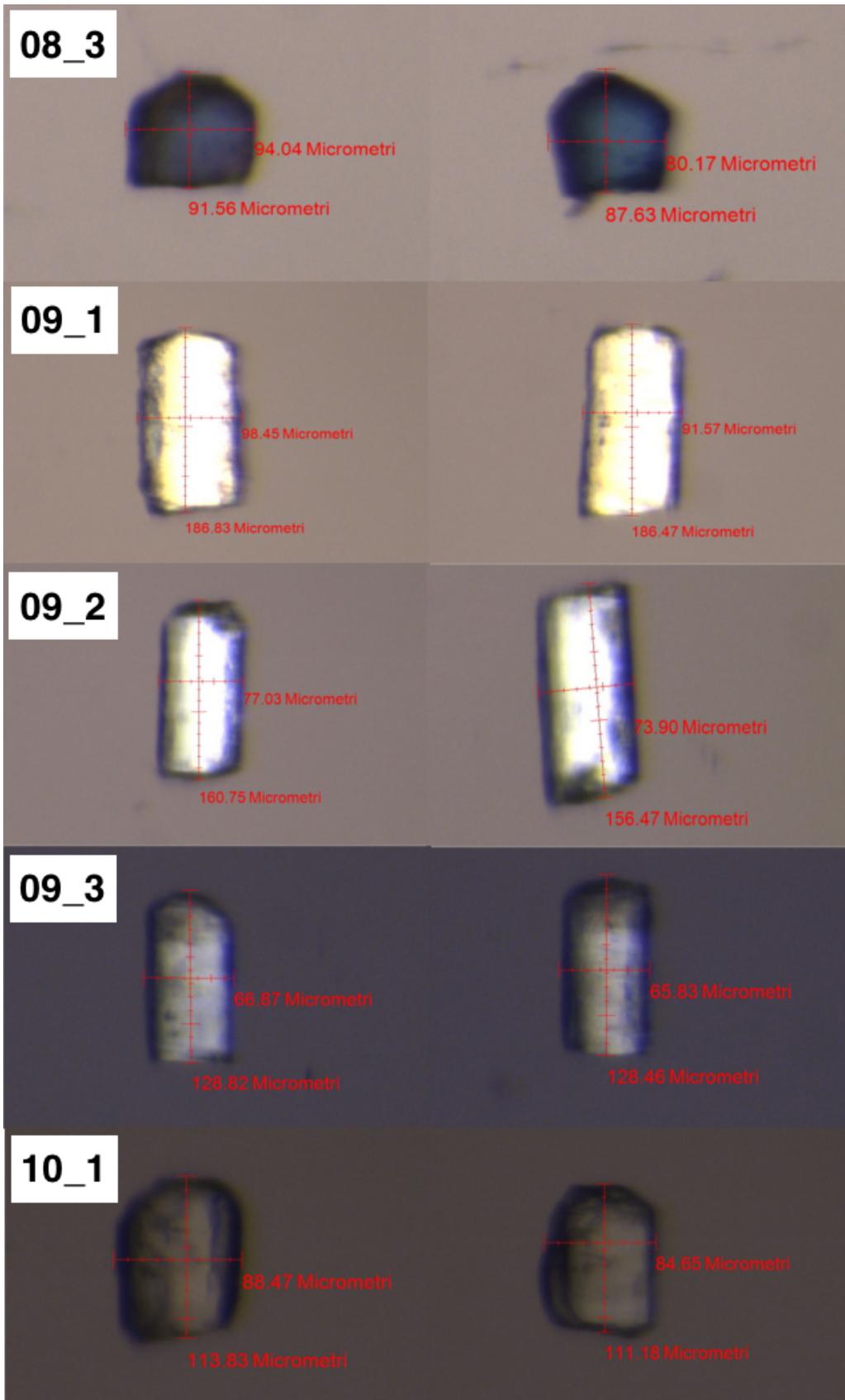
APPENDICE



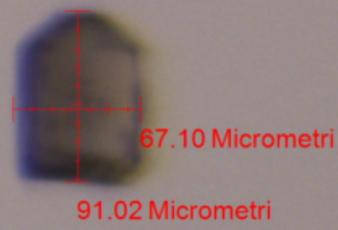
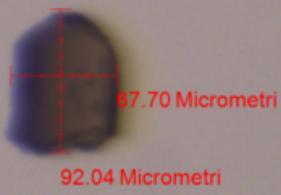




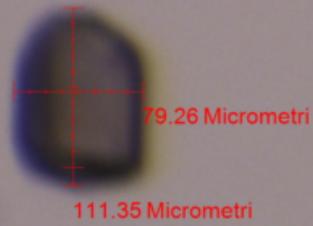
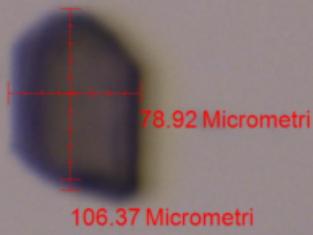




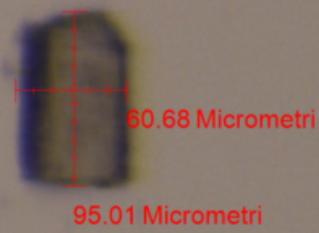
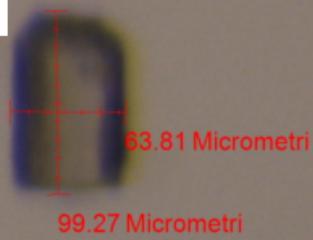
10_2



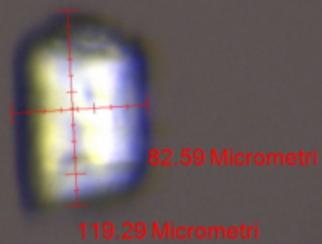
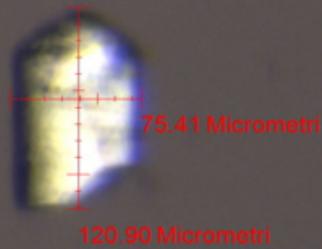
10_3



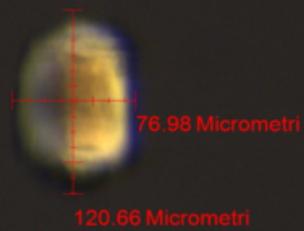
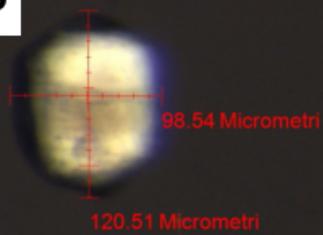
11_1



11_2



11_3



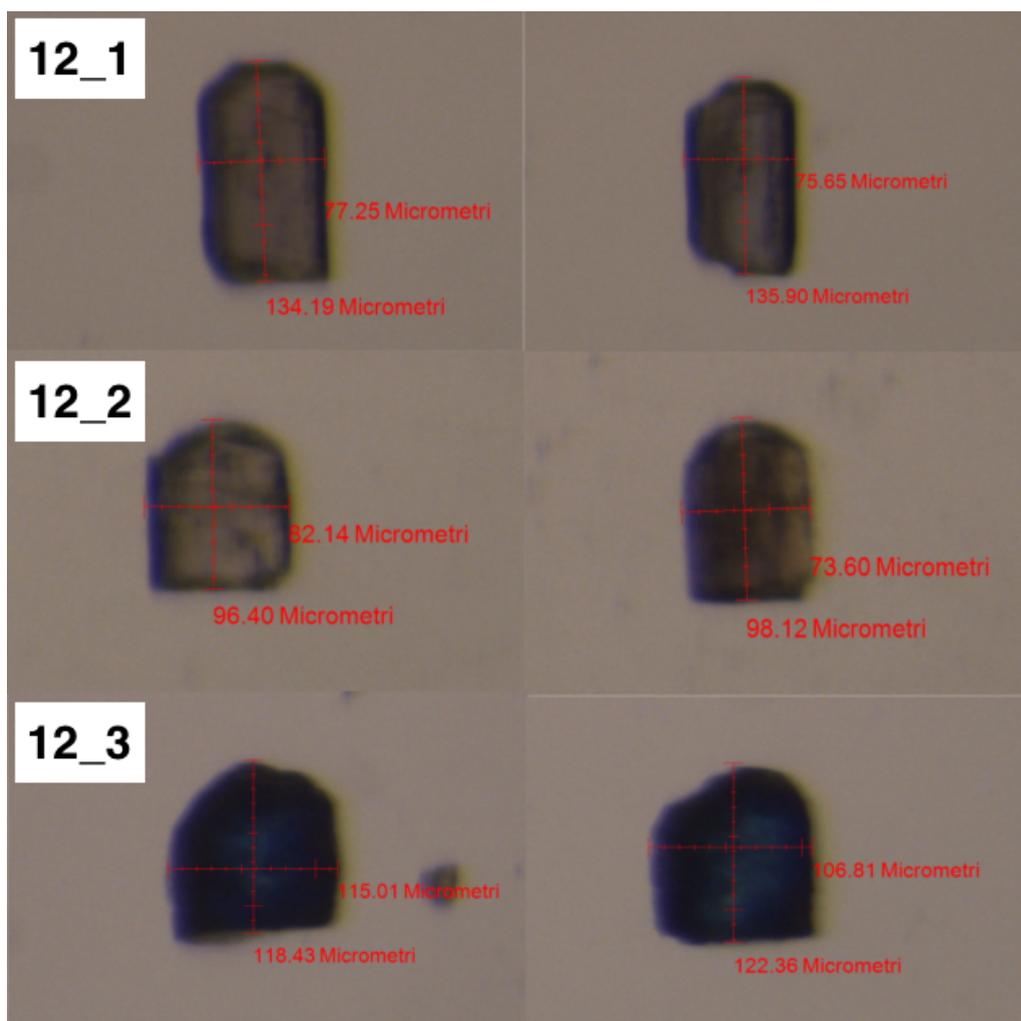


Fig I.I – Le immagine in appendice mostrano tutte le apatiti utilizzate in questo lavoro. Le sigle numeriche indicano il numero del campione seguito dal numero identificativo del singolo cristallo selezionato. Nelle due colonne sono illustrate le due differenti orientazioni dello stesso cristallo.