

BURIAL DATING OF LATE-CENOZOIC DEPOSITS USING IN-SITU PRODUCED COSMOGENIC NUCLIDES

¹Andrea Ciampalini, ²Cristina Persano, ²Derek Fabel, ¹Marco Firpo

¹Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Genova

²Department of Geographical and Earth Science, University of Glasgow

Corresponding author: A. Ciampalini <andrea.ciampalini@dipteris.unige.it>

RIASSUNTO: Ciampalini A. et al. *Calcolo dell'età di seppellimento di depositi tardo-cenozoici attraverso gli isotopi cosmogenici*. (IT ISSN 0394-3356, 2010)

La datazione di depositi fluvio-deltizi neogenico-quadernari è spesso difficile a causa della mancanza, al loro interno, di biomarkers stratigrafici. Definire un intervallo temporale preciso in cui è avvenuta la deposizione dei sedimenti che si ha intenzione di analizzare risulta fondamentale in molti campi della geologia, geomorfologia, stratigrafia e geoarcheologia. Lo studio di questi depositi è fondamentale per comprendere l'evoluzione del paesaggio in termini di erosione, incisione fluviale e tassi di deposizione in conseguenza di attività tettonica o cambiamenti climatici. Le tecniche di datazione tradizionali o più utilizzate come la termoluminescenza o il ¹⁴C su materiale organico hanno un limite temporale piuttosto ristretto e risultano inutilizzabili in caso di sedimenti più vecchi del Pleistocene Superiore. Per sedimenti più vecchi e/o in mancanza di sostanze organiche, gli isotopi cosmogenici trovano una più vasta applicabilità, non solo per la datazione dei sedimenti, ma anche in numerosi altri settori della geologia. Verrà di seguito illustrata la procedura di preparazione dei campioni e la teoria del metodo degli isotopi cosmogenici, evidenziando le caratteristiche necessarie per applicare il metodo e illustrando la versatilità dello stesso per risolvere problematiche molto differenti fra loro.

ABSTRACT: Ciampalini A. et al. *Burial dating of late-Cenozoic deposits using in-situ produced cosmogenic nuclides*. (IT ISSN 0394-3356, 2010)

Dating the Miocene to Pleistocene deposition of fluvial and deltaic sediments is often difficult because of the absence of suitable biostratigraphic markers. Temporal limits on sediment deposition, however, are fundamental constraints in many geological, geomorphological, stratigraphical and archeological studies. In particular a dated stratigraphy of sedimentary basins provides information about timing of evolution of the sediment source and routing system due to tectonics, sea-level and/or climate changes. Traditional techniques, such as luminescence, radiocarbon dating of organic material, etc. only permit us to date sediments that are no older than ~250,000 years. Recently a method for dating sediment burial using the radioactive decay of cosmogenic nuclides ²⁶Al and ¹⁰Be has been developed. ²⁶Al and ¹⁰Be are produced by the continuous bombarding by high-energy cosmic rays of the Earth surface where they penetrate into rocks and sediments at a depth that varies, depending on rock density, between 2 and 3 m. The long half-life of the ²⁶Al (7.05X10⁵ yr) and ¹⁰Be (1.5X10⁶ yr) make them optimal for dating sediments that were deposited over the past five million years, as long as the sediments were at the surface and exposed to cosmic rays before sedimentation and burial. The sediments that can be dated using the cosmogenic isotopes technique need to have the following characteristics: (1) quartz needs to be present and have been exposed at the surface for a time necessary to accumulate measurable cosmogenic radionuclides concentration (i.e., depending on latitude and altitude, at least ~ 200 years); (2) transport time needs to have been negligible (3) burial was rapid and deep (>10 m) to avoid cosmogenic nuclides production after deposition, otherwise a correction needs to be introduced. This method is useful in many Italian areas where deltaic or fluvial Miocene to Pleistocene deposits crop out.

Parole chiave: nuclidi cosmogenici; età di seppellimento; tassi di erosione; età di esposizione; raggi cosmici.

Keywords: cosmogenic nuclides; burial dating; erosion rates; exposure age; cosmic rays.

1. INTRODUZIONE

L'utilizzo dei nuclidi cosmogenici terrestri è legato alla misurazione della concentrazione di tali isotopi che si sono accumulati nelle rocce o nei sedimenti a causa dell'interazione fra la radiazione cosmica e la superficie terrestre. DAVIS & SCHAFFER nel 1955 furono i primi ad utilizzare i Nuclidi Cosmogenici Terrestri (NCT) prodotti nei minerali che si trovano sulla superficie terrestre per risolvere problematiche connesse alla geologia. Prima di allora erano stati analizzati solamente campioni provenienti da meteoriti e dalla superficie lunare (REEDY et al., 1983). Le tecniche che i ricercatori avevano a disposizione per misurare le concentrazioni dei nuclidi cosmogenici non permettevano ancora di poter analizzare campioni terrestri in quanto, in questi ultimi, la concentrazione di tali nuclidi era troppo bassa per la

risoluzione degli strumenti di allora. Le piccole concentrazioni di nuclidi cosmogenici presenti nelle rocce terrestri divennero misurabili a partire dai primi anni '80 con lo sviluppo di tecnologie più avanzate: l'acceleratore di massa (AMS) e lo spettrometro di massa convenzionale per i gas nobili. Da allora sono state sviluppate due principali metodologie che prevedono l'utilizzo dei NCT. La prima prevede la datazione di superfici esposte mentre la seconda permette di determinare i tassi di erosione o meglio il tempo necessario per erodere una superficie di ~1-2 metri di spessore. Recentemente è stata sviluppata una terza applicazione che, sfruttando il diverso tasso di produzione e decadimento dei radionuclidi, permette di datare l'età di seppellimento di una superficie, sia essa costituita da roccia o sedimenti (GRANGER & MUZIKAR, 2001). La datazione di superfici esposte è stata la prima applicazione (e.g. DAVIS &

SCHAFFER) ed è ancora oggi la metodologia più utilizzata. In realtà il concetto di nuclidi cosmogenici terrestri risale al 1912 quando HESS formulò una propria teoria che riguardava il comportamento dei raggi cosmici. Questa teoria venne ripresa nel 1934 da GROSSE il quale osservò che quando i raggi cosmici raggiungevano la superficie terrestre scatenavano delle reazioni fisiche che davano origine a nuclidi cosmogenici che chiamò elementi radio-cosmici. Nel 1949 LIBBY realizzò che era possibile misurare la quantità di ^{14}C prodotta dall'interazione tra i raggi cosmici e l'atmosfera. Nel 1955 DAVIS & SCHAFFER datarono l'età di esposizione di una superficie in roccia nelle Montagne Rocciose abbandonata dal ritiro del ghiacciaio dopo l'ultimo glaciale, misurando la concentrazione del ^{36}Cl . A partire dal 1960, alcuni studi di fisica illustrarono come i raggi cosmici interagissero con il campo magnetico terrestre e con l'atmosfera, evidenziando come il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici variasse al variare della quota e della latitudine. Infine negli anni '70 vennero analizzati campioni di meteorite e lunari di cui abbiamo accennato sopra (REEDY *et al.*, 1983). Poiché la concentrazione dei nuclidi cosmogenici nelle rocce e nei sedimenti è di diversi ordini di grandezza inferiore che nell'atmosfera, è stato necessario attendere l'introduzione dell'AMS e dello spettrometro di massa convenzionale per i gas nobili per poterla misurare. Grazie a questi strumenti è stato possibile calcolare i tassi isotopici con un errore inferiore al 3%. Inoltre l'AMS è capace di rilevare rapporti isotopici di ^{10}Be , ^{26}Al , ^{14}C , ^{36}Cl e ^{129}I aventi rapporti atomici con il corrispettivo isotopo stabile dell'elemento in questione dell'ordine di 10^{-10} e 10^{-16} . Lo spettrometro per i gas nobili consente di raggiungere la stessa precisione con il ^{21}Ne , ma le quantità minime da analizzare sono molto maggiori. Dal 1985 i lavori che riportano analisi isotopiche utilizzando i NCT sono aumentati considerevolmente.

2. APPLICABILITÀ DEL METODO

Oggi l'impiego di queste metodologie è molto diffuso in tutto il mondo. Per esempio i NCT sono stati impiegati per ricostruire le variazioni volumetriche dei ghiacci durante il Quaternario, datando le superfici di erosione dei ghiacciai e i depositi morenici continentali (NISHIZUMI *et al.*, 1991a; GOSSE *et al.*, 1995a; IVY-OCHS *et al.*, 1995; ACKERT *et al.*, 1999; ZREDA *et al.*, 1999) e montani (PHILLIPS *et al.*, 1990; GOSSE *et al.*, 1995b; JACKSON *et al.*, 1997; MOSCARELLO *et al.*, 1998; FABEL *et al.*, 2006; YINGKUI *et al.*, 2008). I NCT sono stati utilizzati per datare eventi vulcanici (MARTI & CRAIG, 1987; PHILLIPS *et al.*, 1986; CERLING, 1990; NISHIZUMI *et al.*, 1990; ANTHONY & POTHs, 1992; LICCIARDI *et al.*, 1999), eventi paleo-sismici (BIERMAN & GILLESPIE, 1994; GOSSE *et al.*, 1996; AYARBE *et al.*, 1998; ZREDA & NOELLER, 1998), tassi di uplift di rocce, di superfici e tassi di incisione (BROOK *et al.*, 1995; SEIDL *et al.*, 1997; GOSSE *et al.*, 1997; LELAND *et al.*, 1998; BARNARD *et al.*, 2001; PRATT *et al.*, 2002; MATSUSHI *et al.*, 2006; KOBER *et al.*, 2007). Queste metodologie si sono rivelate utili anche per datare eventi o oggetti particolari come i vetri del deserto libico (KLEIN *et al.*, 1986) o il momento dell'impatto del meteorite che ha originato il cratere del Canion Diablo (NISHIZUMI *et al.*, 1991b; PHILLIPS *et al.*, 1991). L'applicabilità degli iso-

topi cosmogenici per la datazione di sedimenti spazia dai depositi morenici ai massi erratici, ai *block streams* (PHILLIPS *et al.*, 1990; BROWN *et al.*, 1991; PHILLIPS *et al.*, 1996; 1997; MILLER *et al.*, 2002; BOWEN *et al.*, 2002; WILSON *et al.*, 2008) ai terrazzi fluviali con annessi depositi (MOLNAR *et al.*, 1994; REPKA *et al.*, 1997; SCHAFFER *et al.*, 2002), agli *alluvial fan* e *debris flow* (CERLING, 1990; RITZ *et al.*, 1995; LIU *et al.*, 1996; REGARD *et al.*, 2006), ai depositi costieri lacustri (TRULL *et al.*, 1995; BALCO & SCHAEFER, 2006), fino ai depositi costieri marini (PERG *et al.*, 2001). Nel campo della geologia strutturale i NCT possono essere utili per datare superfici di faglia, tassi di movimento e la ricorrenza di eventi sismici (ZREDA & NOELLER, 1998; MITCHELL *et al.*, 2001; JACKSON *et al.*, 2002). La datazione di eventi franosi è un altro aspetto della geomorfologia che può essere risolto utilizzando i NCT (BALLANTYNE *et al.*, 1998; KUBIK *et al.*, 1998; BARNARD *et al.*, 2001). Inoltre è possibile anche datare piattaforme di abrasione marina (STONE *et al.*, 1996; ALVAREZ-MARRÓN *et al.*, 2008), calcolare i tassi di erosione superficiale di rocce, regoliti e superfici deposizionali (COCKBURN *et al.*, 1999; SUMMERFIELD *et al.*, 1999) e tassi di erosione superficiale a scala regionale (RIEBE *et al.*, 2000; SCHAFFER *et al.*, 2001; NICHOLS *et al.*, 2002). Utilizzando i NCT è possibile calcolare i tassi di movimento verticale e/o orizzontale di materiale nei suoli (HEIMSATH *et al.*, 1999; 2000; PHILLIPS, 2000), nelle lateriti (BROWN *et al.*, 1998; BRAUCHER *et al.*, 2000; SCHOREDER *et al.*, 2001), nei depositi di versante (SMALL *et al.*, 1999; HEIMSATH *et al.*, 2002), nei depositi eolici (KLEIN *et al.*, 1986; SHEPARD *et al.*, 1995) e in ambiente desertico (SHEPARD *et al.*, 1995; WELLS *et al.*, 1995). Recentemente i NCT sono stati utilizzati anche per datare eventi di seppellimento di superfici, materiali e sedimenti permettendo, quindi, la datazione di depositi molto vecchi, fino a circa cinque milioni di anni (GRANGER & MUZIKAR, 2001; GRANGER *et al.*, 2001; BALCO & ROVEY, 2008; CIAMPALINI *et al.*, 2009).

3. TEORIA DEL METODO

I raggi cosmici vengono originati da diverse sorgenti come il sole, le altre stelle, le stelle a neutroni, i buchi neri, i nuclei galattici attivi e le galassie radio. Nella nostra galassia, tali raggi sono prodotti prevalentemente in seguito ad esplosioni di super-novae e, dopo aver attraversato i campi magnetici interplanetari e terrestri, interagiscono con l'atmosfera terrestre. Questa interazione produce una cascata di particelle che reagiscono a contatto con l'atmosfera e con la superficie terrestre. L'interazione fra i raggi cosmici ad alta energia e l'atmosfera terrestre da origine alla formazione di raggi cosmici secondari, fra cui neutroni e muoni. Il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici è dipendente dal flusso di raggi cosmici il quale, a sua volta, è fortemente influenzato dal campo magnetico terrestre ed è attenuato dall'atmosfera terrestre (LAL & PETERS, 1967; DUNAI, 2000; 2001; STONE, 2000; GOSSE & PHILLIPS 2001). L'influenza del campo magnetico e dell'atmosfera terrestre sono la causa della traiettoria seguita dai raggi cosmici e, quindi, del diverso tasso di produzione a seconda della latitudine e altitudine. Infatti il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici è elevato alle alte latitudini, perché i raggi cosmici primari vengo-

no devianti maggiormente all'equatore rispetto ai poli ed è maggiore ad alta quota perché lo spessore di atmosfera attraversato dal flusso dei raggi cosmici secondari è minore. Il tasso di produzione è influenzato anche dalla geometria e dalla morfologia del sito di campionamento, in quanto la presenza di montagne circostanti o di una superficie fortemente inclinata possono essere causa di schermatura della superficie che si intende andare ad analizzare. Le problematiche appena esposte trovano comunque soluzione nell'applicazione di fattori di correzione che tengono presente della latitudine, altitudine (LAL, 1991; STONE, 2000), dell'inclinazione della superficie e del profilo dell'orizzonte (DUNNE *et al.*, 1999). I neutroni generati durante l'interazione fra i raggi cosmici e l'atmosfera o la superficie terrestre possono penetrare per alcuni metri nelle rocce e nei sedimenti (la profondità dipende dalla densità del materiale attraversato). I muoni, invece, possono penetrare per chilometri sotto la superficie terrestre. L'interazione nucleare fra neutroni e muoni con i minerali presenti nelle rocce (quarzo, K-feldspato, olivina, calcite, etc.) produce nuclidi cosmogenici (^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al e ^{36}Cl). Esistono tre diversi meccanismi attraverso cui i nuclidi cosmogenici vengono prodotti: spallazione dei neutroni, azione dei muoni lenti e azione dei muoni veloci (GOSSE & PHILLIPS, 2001). Nei primi tre metri della crosta terrestre il meccanismo della spallazione è dominante, mentre diventa subordinata agli altri due meccanismi procedendo in profondità. La spallazione avviene quando un neutrone collide con un nucleo bersaglio (TEMPLETON, 1953) e separa da esso alcune particelle, lasciando un nucleo più leggero (es. il ^{28}Si contenuto nel quarzo si trasforma in ^{21}Ne). I muoni risultano dal decadimento di mesoni instabili che vengono prodotti dall'interazione dei raggi cosmici primari con l'atmosfera. La produzione di isotopi cosmogenici attraverso i muoni lenti avviene attraverso reazioni di cattura di muoni negativi, mentre i muoni veloci danno luogo ad una cascata di particelle che, per esempio, producono ^{26}Al e ^{10}Be anche in profondità (GRANGER & MUZIKAR, 2001). La radiazione derivante dai raggi cosmici è rilevante in quanto determina il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici nelle rocce o nei sedimenti esposti (GOSSE & PHILLIPS, 2001) (Tab.1). Le incertezze di circa il 10% (20% per il ^{21}Ne) sul tasso di produzione degli isotopi cosmogenici derivano da una serie di fattori; in particolare dal fatto che la variazione temporale del flusso di radiazioni cosmiche non è conosciuta con accuratezza. Per diminuire tali incertezze si misurano, per ogni campione, due isotopi cosmogenici e se ne considera il rapporto. Poiché per un dato campione di roccia o sedimento tutte le variabili che contribuiscono a determinare il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici sono le stesse e influiscono sui vari isotopi nello stesso modo, il rapporto fra due nuclidi cosmogenici è solo influenzato da incertezze analitiche, che di solito non superano il 3%. Dal punto di vista del campionamento, la presenza di una superficie orizzontale piatta ad alte latitudini e sul livello del mare rappresenta la condizione ideale per misurare il tasso di produzione dei nuclidi cosmogenici. In ogni altro caso, i tassi di produzione elencati in Tabella 1 devono essere corretti per tenere conto della latitudine, altitudine e esposizione del campione ai raggi cosmici (LAL, 1991; STONE, 2000). Simili correzioni devono essere apportate anche ai sedimenti per ricavarne l'età di deposizione (GRANGER & MUZIKAR, 2001).

4. PREPARAZIONE DEL CAMPIONE

La preparazione del campione per la misurazione delle concentrazioni degli isotopi cosmogenici risulta piuttosto lunga e laboriosa. L'obiettivo finale è quello di isolare i nuclidi da analizzare da tutto il resto del campione. Viene presentata di seguito la procedura utilizzata per l'estrazione dell' ^{26}Al e del ^{10}Be dal quarzo utilizzata attualmente presso i laboratori dell'Università di Glasgow e dello Scottish Universities Environmental Research Centre di East Kilbride (UK). La procedura è sostanzialmente composta da due parti, la prima (Fig. 1) consiste nella purificazione del campione, ovvero si cerca di isolare il minerale contenente i nuclidi cosmogenici (es. quarzo). La seconda parte (Fig. 2) prevede l'estrazione dal quarzo dei nuclidi di cui si vuole misurare la concentrazione. Data la loro affinità chimica, ^{26}Al e il ^{10}Be si estraggono dal quarzo con la stessa procedura, mentre ogni altro nuclide richiede un approccio diverso. Per estrarre ^{26}Al e il ^{10}Be da un campione di roccia o di sedimento è necessario, prima di tutto, trattare il campione fino a ridurlo a puro quarzo. Altri nuclidi cosmogenici possono essere utilizzati nel caso il quarzo non sia presente; per esempio si può determinare la concentrazione di ^{36}Cl in carbonati o di ^3He in pirosseni e olivina. Dal quarzo è possibile estrarre anche il ^{21}Ne . I passaggi per ottenere un campione di quarzo purificato sono numerosi e, non sempre tutti necessari; dipendono dalla purezza iniziale del campione. Estrarre quarzo puro da un conglomerato costituito da clasti di quarzo richiede un lavoro minore rispetto, per esempio, ad un campione di micascisto. La separazione del quarzo inizia con la frantumazione del campione, che viene in seguito setacciato con due setacci aventi luce di 250 μm e 500 μm al fine di tripartirlo in tre classi granulometriche distinte (>500 μm , 250÷500 μm e <250 μm). La classe granulometrica utilizzata per proseguire la procedura è quella centrale. La classe granulometricamente più fine viene scartata, mentre la più grossolana viene conservata come scorta fino alla fine della procedura. Le prime fasi ad essere allontanate sono costituite dai carbonati e dai minerali magnetici. I carbonati vengono lisciviati ponendo il campione in una soluzione 1:3 di 10% HCl e HNO₃ a 90°C per circa 12 ore. Questa lisciviazione allontana completamente i carbonati e parte dei minerali magnetici. Si procede poi con l'eliminazione dei feldspati e delle miche, utilizzando una particolare procedura che prende il nome di "froth floatation" (letteralmente "galleggiamento della schiuma"). Affinché questo metodo dia buoni risultati, il campione deve essere precedentemente immerso per 1 ora in una soluzione di acido fluoridrico all'1%. L'impiego dell'acido fluoridrico cambia il chimismo della superficie dei granuli di feldspato / mica e del quarzo, rendendo i primi idrofobi e il secondo idrofilo. Dopo un'ora l'HF viene eliminato e il campione viene immerso in una soluzione di 10 L di acqua a cui si aggiungono 1 ml di acido acetico e 1 g di laurilamina per ogni litro di acqua, alcune gocce di olio di pino o di eucalipto. L'acido acetico mantiene il pH della soluzione intorno a 5 per agevolare la dissoluzione dei feldspati ad opera della laurilamina. L'olio di pino o di eucalipto servono per mantenere unite le bolle di CO₂ nella soluzione carbonatica che tenderanno a rimanere in alto (come la schiuma della birra). I feldspati e le miche resi idrofobi

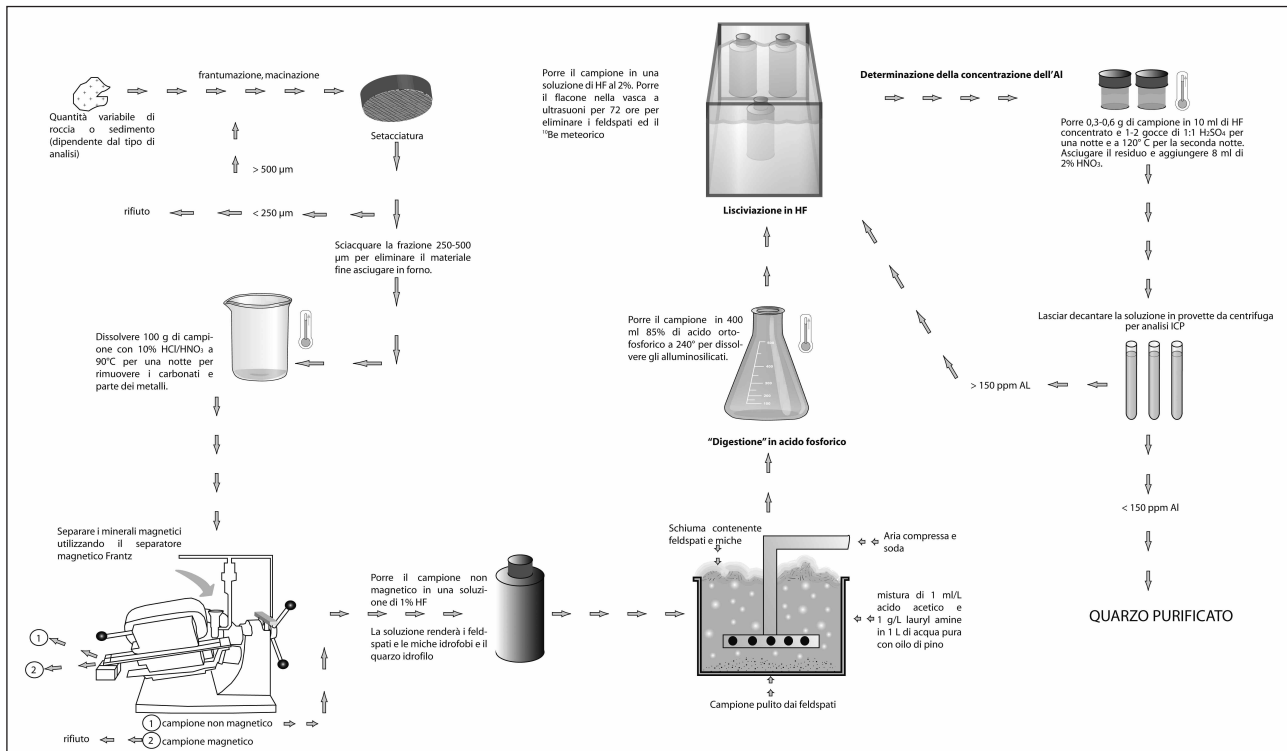


Fig. 1 - Schema illustrante la prima parte della procedura di preparazione del campione (purificazione del quarzo).

Diagram showing the quartz cleaning procedure.

dall'HF si vanno a concentrare nella schiuma e quindi sono facilmente rimovibili. La procedura viene ripetuta più volte fino ad eliminare tutto il materiale idrofobo. Quello che rimane è costituito solamente da quarzo e minerali pesanti. Dopo aver asciugato il campione si procede all'eliminazione della restante parte dei minerali magnetici facendo passare il campione precedentemente lisciviato in un separatore magnetico. Esso è costituito da un magnete che genera un campo magnetico di 1.2 mA utile ad estrarre i minerali magnetici sopravvissuti alla lisciviazione. Al fine di eliminare gli alluminio-silicati rimasti si pongono 40 g di campione in 400 ml di acido orto-fosforico all'85% a 240°C per circa 1 ora. Gli alluminio-silicati si legano fra loro formando una gelatina che deve essere dissolta e rimossa inserendo nel beaker dell'idrossido di sodio. Si ritiene che tutti questi passaggi portino alla perdita di circa il 10% del quarzo presente nel campione iniziale, soprattutto se la granulometria dei cristalli è inferiore a 250 µm; per questo motivo il campione iniziale deve essere particolarmente ricco in quarzo. Silicati ancora presenti nel campione dopo il trattamento con l'acido fosforico vengono dissolti immergendo il campione in HF diluito al 2% per 72 ore in una vasca ultrasonica. La maggior parte dei minerali silicatici si dissolve più velocemente del quarzo in HF diluito, quindi possono essere corrosi e facilmente asportati lasciando un campione residuo ricco in quarzo. La lisciviazione con HF ha il grande vantaggio di dissolvere anche la parte più esterna dei granuli di quarzo ed eventuali fratture dove si concentrano le contaminazioni di ¹⁰Be meteorico. Il processo viene ripetuto almeno tre volte, rinnovando ogni volta la soluzione a base di HF. Alcuni minerali non vengono

dissolti, come i minerali accessori (zircono, rutilo, ilmenite) che comunque non causano problemi per la successiva estrazione dell'Al e Be, il granato e la muscovite che è sopravvissuta alla froth floatation. La purezza del separato così ottenuto viene quantificata attraverso la misurazione della concentrazione dell'Al nel campione. Essa deve essere più bassa possibile, preferibilmente compresa fra 10÷100 ppm. Una concentrazione più alta può essere sintomo della presenza di inquinanti (0,5% di feldspato corrisponde a circa 1000 ppm di Al). Una volta purificato il quarzo si procede alla separazione dell'Al e del Be che vengono poi analizzati con l'AMS usando la procedura della diluzione isotopica. Questo metodo consiste nell'aggiungere al campione una quantità nota (*spike*) di un isotopo dello stesso elemento (⁹Be e ²⁷Al); lo spettrometro misura i rapporti ⁹Be/¹⁰Be e ²⁷Al/²⁶Al da cui si può facilmente risalire alle quantità di ²⁶Al e ¹⁰Be presenti nel campione. La tecnica della diluzione isotopica ha svariati vantaggi, sia analitici, poiché le misurazioni di rapporti sono in genere più precise ed accurate rispetto a misurazioni di concentrazioni assolute, sia metodologici, dal momento che, una volta che campione e spike sono in equilibrio nella soluzione, un'eventuale perdita parziale del campione non ha ripercussioni sull'analisi. Una volta aggiunto il ⁹Be e, se la concentrazione di Al nel campione è <1000 ppm, l'²⁷Al, si procede con la "digestione" del campione in HF. Il quarzo viene lasciato in HF concentrato a circa 100°C per il tempo necessario alla sua completa dissoluzione (1-5 giorni). La diluzione isotopica richiede la conoscenza della quantità di *spike* aggiunta con la massima precisione e accuratezza possibile. Ciò si ottiene prelevando una piccola quantità (di solito circa 5

ml) dalla soluzione di HF contenente il quarzo dissolto. La soluzione prelevata viene trattata con H_2SO_4 e HNO_3 e analizzata con l'ICP-MS che fornisce la concentrazione nella soluzione dello *spike*. La soluzione di HF rimasta servirà per l'estrazione del Be e dell'Al. Essa viene fatta evaporare completamente per eliminare i fluoruri tossici; sul fondo del *beaker* rimane una patina costituita da Fe, Ti, Al, Be, etc. che deve essere di nuovo disciolta per eliminare le impurità utilizzando la tecnica dello scambio ionico. La dissoluzione della patina viene eseguita aggiungendo 2 ml di 6N HCl. L'aggiunta avviene sulla piastra a $120^\circ C$ perché la soluzione deve evaporare di nuovo. L'operazione viene ripetuta tre volte per consentire la perfetta dissoluzione della patina. Alla fine della terza volta la soluzione non viene fatta evaporare ma viene posta in un tubo da centrifuga con altri 2 ml di 6N HCl. Il tubo viene centrifugato per 10 minuti a 3500 RPM. Lo scambio ionico avviene in due parti: lo scambio anionico e lo scambio cationico. La prima

parte prevede che la colonna utilizzata per la separazione venga in parte riempita con una resina anionica (AG-1 X8 200-400#) condizionata con 1,2M HCl e 6N HCl. Una volta che gli acidi sono stati filtrati completamente attraverso la resina si versa il campione nella colonna. La parte di campione filtrata viene raccolta poiché contiene l'Al e il Be, mentre il Fe e il Ti sono stati catturati dalla resina. Non tutto il Ti viene catturato in questa parte della procedura, per cui il campione viene fatto evaporare fino a far rimanere soltanto una patina che viene trasformata in solfato aggiungendo al campione essiccato acqua pura con tracce di $0,5M H_2SO_4$ e fatta evaporare di nuovo. L'operazione viene ripetuta per tre volte consecutive. L'ultima volta l'evaporazione non viene effettuata. A questo punto il campione è pronto per lo scambio cationico per eliminare il Ti rimasto e per separare il Be dall'Al. La procedura è simile a quella effettuata per lo scambio anionico ma utilizzando una resina cationica (AG 50W-X8 200-400#) che viene cari-

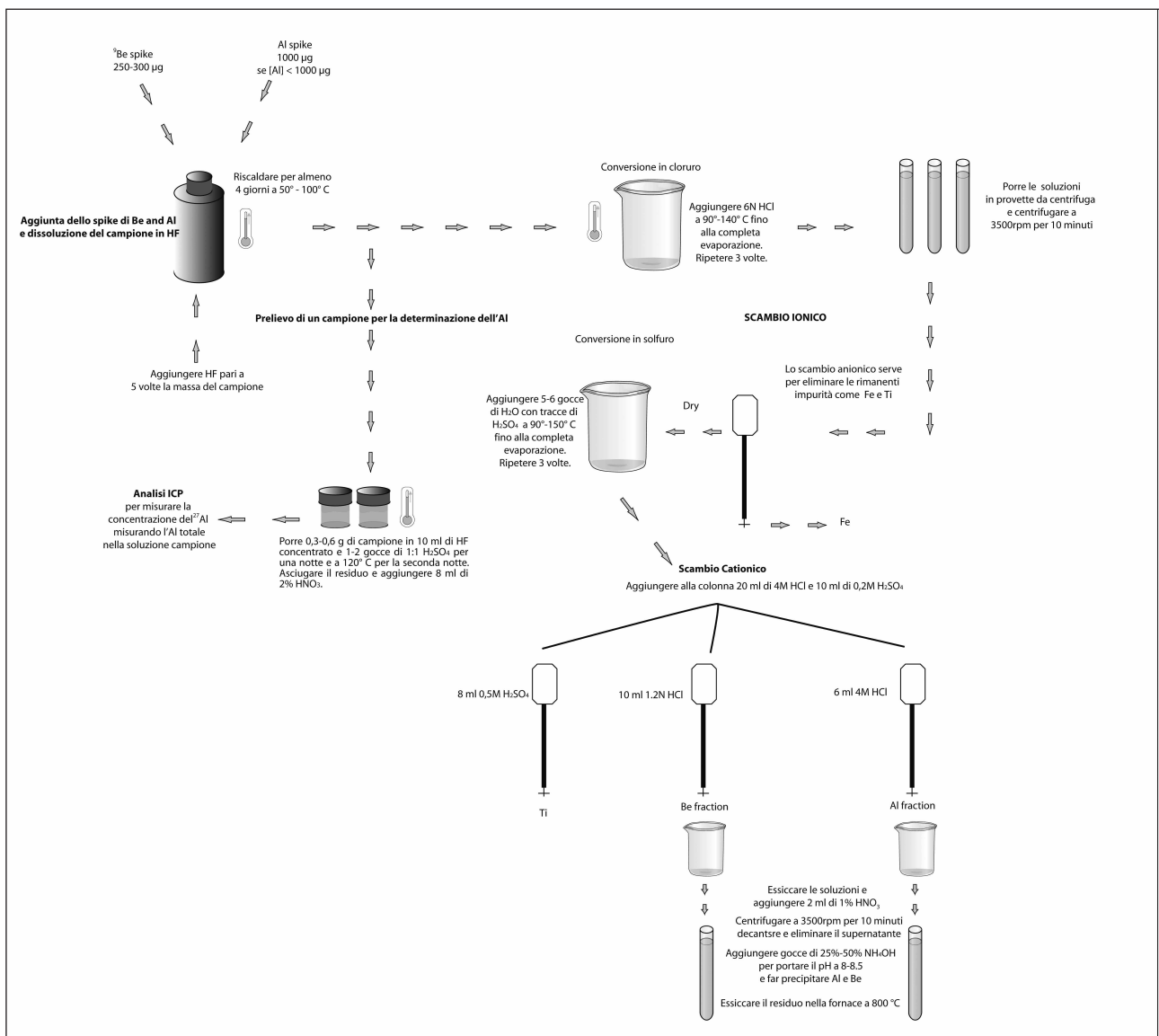


Fig. 2 - Schema illustrante la seconda parte della procedura di preparazione del campione (estrazione di Al e Be).

Diagram showing the extraction procedure of Al and Be.

cata nella colonna. La resina viene condizionata con 4M HCl, 1,2M HCl e 0,2M H₂SO₄ prima di inserire il campione nella colonna. In questo caso l'Al e il Be vengono trattenuti dalla resina, mentre ciò che esce dalla colonna è acido contenente il Ti. Il Be viene eluito dalla resina utilizzando 1,2N HCl e l'Al con 4M HCl. La soluzione contenente Be viene fatta evaporare fino a far rimanere una patina che verrà di nuovo disciolta in 2ml di 1% HNO₃. La soluzione viene portata a pH 4 usando 10%-20% NH₄OH per precipitare l'eventuale Ti che, in tal modo, viene eliminato. Il pH viene successivamente aumentato fino ad 8 per permettere la precipitazione del Be. La soluzione viene centrifugata in modo che il Be precipitato si concentri alla base della provetta in modo da poter eliminare la parte liquida. Il Be viene essiccato in forno a 70°C. La stessa procedura viene seguita per far precipitare l'Al. Al e Be vengono trasferiti in piccoli contenitori per essere posti nella fornace a 800°C per la completa deidratazione. A questo punto il campione è pronto per essere inserito nei catodi. Il Be viene mescolato con del Nb, mentre l'Al viene mescolato con Ag per esaltare il segnale nell'AMS. Le miscele ottenute vengono inserite in appositi catodi e inviate all'AMS per la misurazione dei rapporti isotopici.

5. INTERPRETAZIONE DEL DATO

Il tasso di produzione del ¹⁰Be e ²⁶Al nel quarzo esposto alla superficie terrestre è dovuto principalmente all'azione dei neutroni, mentre la produzione dei muoni è subordinata di molte grandezze. Al contrario, in profondità, la componente dovuta ai muoni diviene dominante. La produzione dovuta ai neutroni è funzione della profondità ed è facilmente calcolabile attraverso la seguente equazione (LAL, 1991; BROWN *et al.*, 1992):

$$(1) \quad P_n(z) = P_n e^{-z/L_0}$$

Dove P_n è il tasso di produzione dell'isotopo cosmogenico dovuto all'interazione con i neutroni (n), z è la profondità sotto la superficie e L_0 prende il nome di lunghezza di attenuazione nucleonica ed è uguale a 160/ ρ cm (REEDY *et al.*, 1994), dove ρ è la densità del materiale attraversato dai raggi cosmici (in g/cm³) e 160 (g/cm²) è la lunghezza di attenuazione per i neutroni veloci nel quarzo. La produzione dovuta ai muoni è anch'essa dipendente dalla profondità, ma non è facilmente modellizzabile con una equazione semplice. Essa è rappresentabile con la somma di tre termini esponenziali (GRANGER & SMITH, 2000; GRANGER & MUZIKAR, 2001):

$$(2) \quad P(z) = P_n e^{-z/L_0} + P_1 e^{-z/L_1} + P_2 e^{-z/L_2} + P_3 e^{-z/L_3}$$

dove P_1 e P_2 sono costanti legate alla produzione dei muoni lenti (0,096 e 0,021 per il Be e 0,723 e 0,156 per l'Al), P_3 è una costante legata alla produzione da parte dei muoni veloci (0,026 per il Be e 0,192 per l'Al) e L_1 , L_2 e L_3 rappresentano le lunghezze di attenuazione nucleoniche relative ai muoni (738/ ρ cm, 2688/ ρ cm,

4360/ ρ cm). La produzione dovuta ai muoni, in alcuni casi specifici e in particolare quando si calcolano età di esposizione, può essere trascurabile. In situazioni in cui la superficie è caratterizzata da tassi di erosione compresi fra 1m/Ma e 10m/Ma o dove i clasti non sono stati sepolti sufficientemente, ignorare la produzione dovuta ai muoni può significare incorrere in un errore nella valutazione del calcolo dei tassi di erosione o dell'età del seppellimento (GRANGER & MUZIKAR, 2001).

5.1 Datazione di una superficie esposta e calcolo del tasso di erosione.

La datazione dell'esposizione di una superficie è una delle applicazioni più comuni del metodo di datazione con i NCT, poiché la concentrazione di nuclidi cosmogenici nelle rocce esposte è dipendente dal tempo durante il quale la superficie è rimasta esposta ai raggi cosmici. I risultati migliori sono stati ottenuti datando superfici che vengono esposte da eventi discreti come per esempio eruzioni vulcaniche, frane, superfici di faglia e superfici di esarazione di ghiacciai. Si hanno condizioni ideali quando la superficie considerata ha subito una storia poco articolata (nessuna erosione o seppellimento dalla prima esposizione). In questo caso la concentrazione alla superficie dei radionuclidi, $N(0)$, calcolata in funzione del tempo è la seguente (LAL, 1991):

$$(3) \quad N(0) = P(0)/\lambda (1 - e^{-\lambda T})$$

mentre per i nuclidi stabili è data da:

$$(4) \quad N(0) = P(0)T$$

Dove $P(0)$ è il tasso di produzione alla superficie, λ è la costante di decadimento e T è il tempo di esposizione (Fig. 3). Il limite temporale superiore del metodo di datazione dipende sostanzialmente dal radionuclide utilizzato ed è determinato dalla costante di decadimento del radionuclide stesso (circa 4-5 volte il tempo di dimezzamento). La lunghezza di attenuazione considerata per il calcolo del tasso di produzione dei NCT è piuttosto piccola. Nelle rocce terrestri e lunari è compresa tipicamente fra 121 fino a valori poco maggiori di 170 gcm⁻² (GOSSE & PHILLIPS, 2001). Le equazioni (3) e (4) possono essere utilizzate solo quando la superficie esposta non ha subito erosione. Le superfici che vengono erose risultano impoverite in NCT, quindi la concentrazione misurata risulta più bassa di quella che si sarebbe potuta misurare in caso di non erosione. Di conseguenza, se si misurasse un'età di esposizione, si tratterebbe di una età più giovane di quella reale. Se la superficie è in erosione, la concentrazione degli isotopi cosmogenici può essere utilizzata per calcolare il tasso di erosione attraverso la seguente equazione:

$$(5) \quad N(0) = [P_n(0) / (\lambda + \rho\varepsilon/L_0)] (1 - e^{-(\lambda + \rho\varepsilon/L_0)T}) + N_{inh} e^{-\lambda T}$$

dove N_{inh} è la concentrazione ereditata da un eventuale periodo di esposizione precedente a quello che si va a considerare ed ε è il tasso di erosione. Questa equazio-

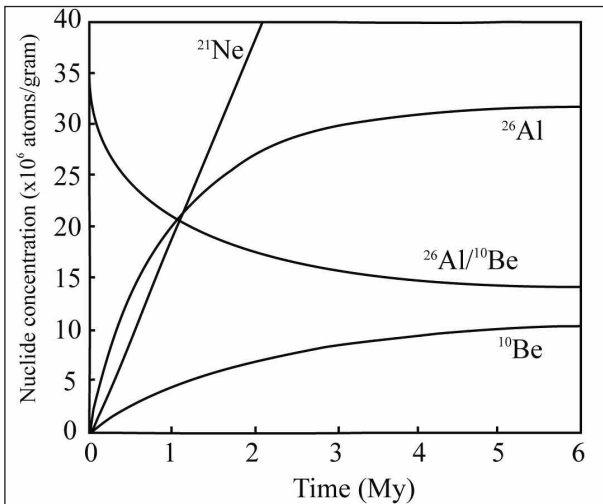


Fig. 3 - Andamento della concentrazione dei radionuclide ^{10}Be , ^{26}Al , ^{21}Ne e del rapporto $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ con il passare del tempo. La situazione si riferisce a misurazioni effettuate nel quarzo esposto su una superficie orizzontale, non schermata e non sottoposta ad erosione. Le curve sono state ottenute utilizzando le equazioni (3) e (4) ed il tasso di produzione ad alte latitudini e sul livello del mare.

Variation of the concentrations of the radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al , and the stable nuclide ^{21}Ne and of the ratio $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ with time in quartz exposed at the surface of a flat, unshielded, non-eroding outcrop. The values are calculated using equation (3) and (4) using sea level, high latitude production rates.

ne assume che i NCT siano solo prodotti dai neutroni, un'assunzione valida per tassi di erosione maggiori di 10m/Ma o minori di 1m/Ma (GRANGER & MUZIKAR, 2001). Nel caso di tassi di erosione compresi fra questi due valori è necessario utilizzare una equazione più complessa che tenga conto anche della componente muonica nel tasso di produzione. L'equazione (5) ha due incognite, il tempo di esposizione T e il tasso di erosione ϵ e quindi, come tale, non può essere risolta a meno che una delle due incognite sia in altro modo conosciuta. Per esempio, se si assume $\epsilon = \text{zero}$, l'equazione (5) si riduce all'equazione (3) e il tempo di esposizione può essere calcolato. Nel caso in cui il tasso di erosione sia diverso da zero, l'equazione (5) può essere risolta solo nel caso in cui l'erosione sia in condizioni di stato stazionario, cioè rimanga costante nel tempo e nello spazio (LAL, 1991). In questo caso, infatti, il tasso di erosione può essere rappresentato come la velocità con cui una particella di roccia si avvicina alla superficie; se la velocità è costante (stato stazionario), la concentrazione di un isotopo cosmogenico, per esempio il ^{10}Be , fornisce il tasso di erosione. Questo metodo da risultati migliori per tassi di erosione inferiori ai ~5 m/Ma (LAL, 1991). Alti tassi di erosione possono essere calcolati utilizzando due isotopi, per esempio ^{26}Al e ^{10}Be ; in questo caso si otterrà un sistema di due equazioni a due incognite (equazione 5) e quindi risolvibile. La concentrazione di due NCT permette di calcolare il tasso di erosione, il tempo minimo di esposizione di una superficie e il tempo di seppellimento di superfici o sedimenti. Nel quarzo l' ^{26}Al viene prodotto ad una velocità circa sei volte superiore rispetto al ^{10}Be , ma decade ad una velocità doppia. Il rapporto $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ al momento in cui un campione raggiunge la superficie ha un valore pari a 6,9 (utilizzando i tassi di produzione della Tab.1).

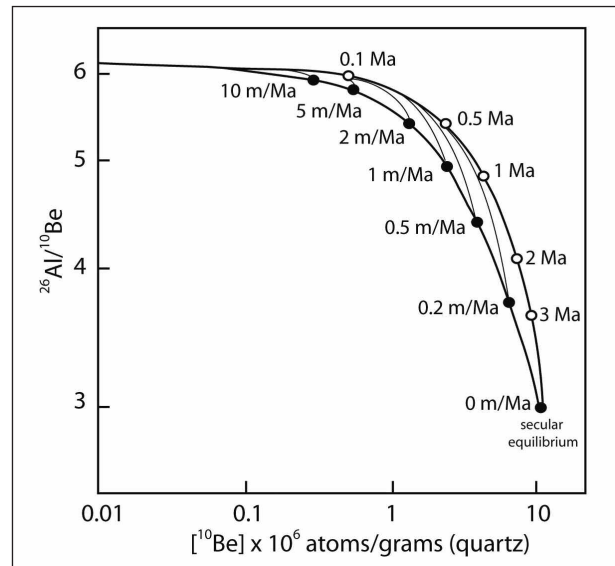


Fig. 4 - In questo grafico viene messa in relazione la concentrazione del ^{10}Be con il rapporto $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. I campioni prelevati da superfici continuamente esposte cadono sulla curva che unisce i cerchietti vuoti. I campioni prelevati da superfici sottoposte a erosione in condizioni di stato stazionario cadono, invece, sulla curva inferiore che unisce i cerchietti neri. Le curve intermedie che uniscono quelle appena descritte mostrano l'andamento dei campioni per un determinato tasso di erosione. L'area compresa fra le due curve principali prende il nome di "isola dell'erosione allo stato stazionario" (LAL, 1991). Se i campioni hanno una storia evolutiva dal punto di vista dell'esposizione semplice e si assume che il tasso di erosione sia rimasto costante nel tempo allora essi cadranno all'interno dell'isola. I campioni che cadono al di sotto dell'isola hanno avuto una storia più complessa che può aver compreso periodi di seppellimento o erosione non allo stato stazionario (FABEL, 2008).

Plot of ^{10}Be concentration vs. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ (also referred to as "banana-plot"). Continuously exposed samples fall on the curve connecting the open circles. Steadily eroding samples lie on the lower curve connecting the solid dots. The finest curves show the trajectory of samples within the ^{10}Be concentration vs. $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ space for the given steady-state erosion rates. The area bounded by the continuous exposure and steady-state erosion curves is known as the "steady-state erosion island" (LAL, 1991). Given a simple exposure history and assuming production rate ratios have remained the same through time, all samples collected on the surface of the Earth must lie within the steady-state erosion island. Samples that lie below the steady-state erosion island have experienced a complex history, which may include burial, or non-steady state erosion in the sample's recent history (FABEL, 2008).

Nuclide	Tempo di dimezzamento	Tasso di Produzione	Elementi
	(anni)	(atomi/g(qtz)/anno)	Target
^{26}Al	$7,05 \times 10^5$	$4,49 \pm 0,3$	Si
^{10}Be	$1,05 \times 10^6$	$31,1 \pm 1,9$	O
^{21}Ne	Stabile	$19,0 \pm 3,7$	Mg, Al, Si

Tab.1 - Caratteristiche dei principali isotopi cosmogenici trattati in questo lavoro. I tassi di produzione sono stati determinati e calibrati in località poste ad alte latitudini (>60°), sul livello del mare e su campioni già datati con altre metodologie (LAL, 1991; STONE *et al.*, 1998; DUNAI, 2000; 2001; NIEDERMANN, 2000; STONE, 2000).

*Characteristics of the major in-situ produced cosmogenic nuclides in terrestrial materials cited in this work. Production rates have been calculated and calibrated at high latitudes (>60°), at sea level and in samples already dated with other methods LAL, 1991; STONE *et al.*, 1998; DUNAI, 2000; 2001; NIEDERMANN, 2000; STONE, 2000).*

Aumentando il tempo di esposizione il rapporto $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ tenderà a decrescere a causa della maggiore velocità di decadimento dell' ^{26}Al , fino al raggiungimento dell'equilibrio secolare (Fig. 4). In caso di superfici soggette ad erosione, l'equilibrio secolare viene raggiunto per valori di $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ più alti.

5.2 Calcolo dell'età di seppellimento

Il calcolo dell'età di seppellimento richiede, come per l'età di esposizione, il rispetto di alcuni vincoli. Il primo prevede che il sedimento campionato sia stato esposto per un periodo di tempo sufficientemente lungo da acquisire una quantità misurabile di nuclidi cosmogenici prima del seppellimento. Successivamente il sedimento eroso dal versante deve essere sepolto rapidamente in modo che sia schermato dai raggi cosmici e la produzione di nuovi nuclidi cosmogenici cessi definitivamente. L'età di seppellimento può essere calcolata solo misurando la concentrazione di due nuclidi, per esempio ^{26}Al e ^{10}Be . Dal momento del seppellimento il rapporto $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ inizia a decrescere seguendo un andamento ben conosciuto attraverso il quale è possibile risalire all'età di seppellimento che spesso corrisponde all'età di deposizione. Questo metodo è ottimo, ad esempio, per datare sedimenti che si sono depositi in grotte, in sistemi deltizi di fiumi con aste fluviali piuttosto brevi o paleosuoli sepolti. Utilizzando l' ^{26}Al e il ^{10}Be l'equazione di GRANGER & MUZIKAR (2001) fornisce il tempo di seppellimento:

$$(6) \quad N_{26} = (N_{26})_i e^{-(\lambda_{26} T_{burial})}$$

$$(7) \quad N_{10} = (N_{10})_i e^{-(\lambda_{10} T_{burial})}$$

dove T_{burial} è l'età di seppellimento e $(N_{26})_i$ e $(N_{10})_i$ rappresentano rispettivamente il numero iniziale di atomi dell' ^{26}Al e ^{10}Be . Poiché l' ^{26}Al decade più velocemente del ^{10}Be il tasso N_{26}/N_{10} decresce in maniera esponenziale rispetto al tempo:

$$(8) \quad N_{26}/N_{10} = (N_{26}/N_{10})_i e^{-((\lambda_{26} - \lambda_{10}) T_{burial})}$$

Le incognite in questo caso sono 3: T_{burial} , $(N_{26})_i$ e $(N_{10})_i$. Risolvendo contemporaneamente le equazioni (6), (7) e (8) e utilizzando il grafico di Figura 5 è possibile ricavare l'età del seppellimento e il tasso di erosione che caratterizzava i versanti subito prima del seppellimento (GRANGER et al., 1997; GRANGER et al., 2001). Il calcolo dell'età di seppellimento è utilizzabile per datare depositi che hanno un'età compresa fra 100.000 anni e 5 milioni di anni. Il limite dei 100.000 anni è dovuto essenzialmente all'errore sperimentale. Ciò deriva dall'incertezza nella misurazione del tasso $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, stimata nell'ordine del 5% che si traduce in una incertezza nel calcolo dell'età di circa 96.000 anni (GRANGER & MUZIKAR, 2001). Il limite dei 5 milioni di anni è dovuto al tempo che i nuclidi impiegano a raggiungere il proprio equilibrio secolare. Maggiore è il tempo di seppellimento, maggiori saranno le difficoltà nel misurare le concentrazioni di ^{26}Al e ^{10}Be nel sedimento stesso perché le concentrazioni diminuiscono. L'assenza di nuclidi cosmogenici nel deposito analizzato può avere diversi significati: (1) il tempo di seppellimento è maggiore di 5 milio-

ni di anni per cui gli isotopi instabili sono completamente decaduti o (2) il periodo di esposizione ai raggi cosmici pre-seppellimento è stato talmente breve da non rendere possibile la formazione di nuclidi cosmogenici. E' impossibile determinare quale delle due opzioni sia esatta senza disporre di ulteriori informazioni. Nel caso in cui il tempo di seppellimento sia maggiore di 5 milioni di anni è teoricamente possibile utilizzare al posto dell' ^{26}Al il ^{21}Ne , un isotopo cosmogenico stabile la cui concentrazione rimane costante una volta che il sedimento è stato sepolto. La possibilità di utilizzare il rapporto $^{10}\text{Be}/^{21}\text{Ne}$ per datare sedimenti pliocenici è ancora agli albori e non esistono ancora studi che abbiano applicato questa promettente metodologia.

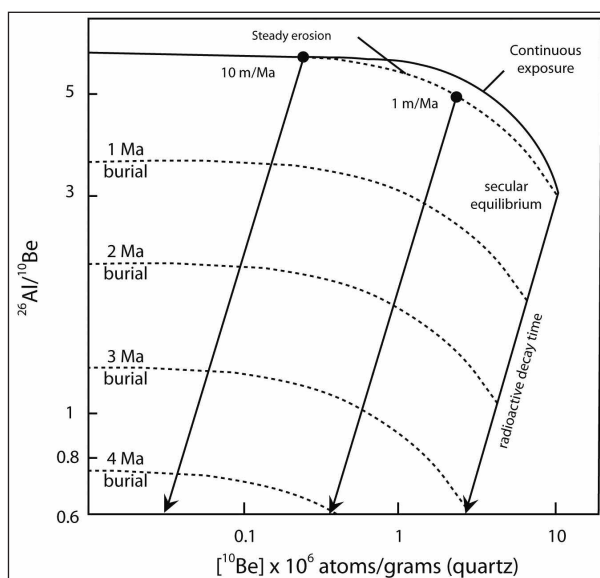


Fig. 5 - Grafico utilizzato per calcolare l'età di seppellimento di sedimenti o di superfici in roccia utilizzando la concentrazione del ^{10}Be vs. il tasso $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$. I campioni che non hanno subito seppellimento cadranno nella zona fra le curve indicate nel grafico con *steady-state erosion* e *continuous exposure* che corrisponde all'isola della Figura 4. I campioni che hanno subito seppellimento e sono rimasti schermati dai raggi cosmici seguiranno le linee parallele alla linea che indica il normale decadimento radioattivo (*radioactive decay time*). Il rapporto misurato $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ determina l'età di seppellimento e può essere utilizzato per determinare anche il tasso di erosione attivo al momento della deposizione del sedimento (FABEL, 2008).

Burial dating plot showing the ^{10}Be concentration and $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio in sediment or rock. Quartz with no burial history should plot between the steady erosion and continuous exposure curves (Fig.4). For quartz that is buried and completely shielded from cosmic rays, the $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ decreases along a line parallel to the solid "radioactive decay time". The measured $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ratio in a sample determines the burial time, and can also be used to calculate the pre-burial erosion rate (FABEL, 2008).

6. CONCLUSIONE

I NCT sono uno strumento estremamente interessante ed utile per comprendere e studiare sia l'evoluzione e la storia della superficie terrestre sia per analizzare le velocità dei processi geologici e geomorfologici. Questa metodologia sta velocemente integrando le tecniche di datazione classiche, soprattutto in campo geo-

morfologico e sta iniziando a dare un importante contributo anche in campo stratigrafico. I NCT vengono utilizzati per datare forme e depositi (morene glaciali, terrazze fluviali, depositi lacustri e marini costieri, depositi alluvionali, etc.) al fine di effettuare ricostruzioni paleoambientali e paleoclimatologiche. In geologia strutturale vengono impiegati per datare piani di faglie. In geomorfologia sono impiegati in maniera estensiva per studiare in modo quantitativo le variazioni del paesaggio nel tempo a diversa scala, dal singolo affioramento al bacino idrografico completo. Lo studio della stratigrafia e dell'evoluzione del paesaggio durante il Plio-Pleistocene sono due aspetti che richiedono necessariamente l'utilizzo di metodi di datazione. Purtroppo i metodi classici (es. biostratigrafia, palinologia) non sono spesso utilizzabili in quanto sono legati alla presenza di particolari organismi all'interno dei sedimenti e, comunque, non sono utilizzabili per datare le forme del paesaggio. Altri metodi, come il ^{14}C o gli OSL, sono, invece, applicabili soltanto per datare sedimenti piuttosto giovani. In questo panorama l'utilizzo degli isotopi cosmogenici si inserisce con successo in quanto risulta applicabile in situazioni molto diverse fra loro. Esso inoltre non si limita a restituire una datazione ma fornisce anche informazioni aggiuntive come, ad esempio, il tasso di erosione che era presente al momento della deposizione di un sedimento o che ha generato una forma. L'ampia utilizzazione del metodo è dovuta al fatto che gli isotopi cosmogenici sono legati ai minerali in cui si formano. In particolar modo ^{26}Al e il ^{10}Be si formano nel quarzo il quale ha un'ampia diffusione nella crosta terrestre. Uno dei vantaggi del metodo risiede anche nell'ampiezza dell'intervallo temporale in cui è applicabile. Tale intervallo è legato al tempo di decadimento degli isotopi da analizzare e, quindi, permette di datare sedimenti o forme vecchie fino a circa 5 milioni anni fa. La validità del metodo è confermata anche dalla crescente presenza di questo tipo di analisi nelle pubblicazioni legate alle tematiche del Quaternario. Il calcolo dell'età di seppellimento, in particolare, risulterebbe di particolare interesse per ottenere delle datazioni assolute nelle successioni stratigrafiche della penisola italiana. In questo caso è necessario ricordare che il calcolo dell'età di seppellimento utilizzando gli isotopi ^{26}Al e ^{10}Be richiede il rispetto di condizioni ben definite che ne limitano l'uso a sedimenti di età compresa fra il Messiniano e il Pleistocene superiore a causa dell'incertezza nella misurazione. Inoltre la possibilità di applicare questa metodologia è legata anche a fattori fisici e geologici come la necessaria presenza di quarzo nel sedimento, la presenza di depositi che abbiano acquisito un set di nuclidi cosmogenici prima della loro erosione e un seppellimento veloce dopo un breve trasporto. Per questo i depositi deltizi legati ad un reticolo idrografico poco sviluppato o i depositi di grotta rappresentano delle condizioni ideali per datare i sedimenti utilizzando gli isotopi cosmogenici.

BIBLIOGRAFIA

ACKERT R.P., BARCLAY D.J., BORNS H.W., CALKIN P.E., KURZ M.D., STEIG E.J., FASTOOK J.L. (1999) - *Measurement of ice sheet elevations in interior West Antarctica*. *Science* **286**, 276-280.

- ALVAREZ-MARRON J., HETZEL R., NIEDERMANN S., MENÉNDEZ R. & MARQUINEZ J. (2008) - *Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach*. *Geomorphology* **93**, 3-4.
- ANTHONY E.Y. & POTHS J. (1992) - *^3He surface exposure dating and its implications for magma evolution in the Potrillo volcanic field, Rio Grande Rift, New Mexico, USA*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 4105-4108.
- AYARBE J.P., PHILLIPS F.M., HARRISON J.B.J., ELMORE D. & SHARMA P., (1998) - *Application of cosmogenic nuclides to fault-scarp chronology: Preliminary results from the Socorro Canyon Fault*. In: Harrison, J.B.J. (Ed.), *Soil, Water, and Earthquakes Around Socorro, New Mexico: Guidebook for the Rocky Mountain Cell of the Friends of the Pleistocene 1998 Field Conference, 10-13 September 1998, New Mexico Tech, Socorro*, 12 pp.
- BALCO G. & ROVEY C.W. (2008) - *An isochron method for cosmogenic-nuclide dating of buried soils and sediments*. *American Journal of Science*, **308**, 1083-1114.
- BALCO G. & SCHAEFER J.M. (2006) - *Cosmogenic-nuclide and varve chronologies for the deglaciation of southern New England*. *Quaternary Geochronology* **1**, 15-28.
- BALLANTYNE C., STONE J.O.H. & FIFIELD L.K. (1998) - *Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland*. *The Holocene* **8**, 347-351.
- BARNARD P.L., OWEN L.A., SHARMA M.C. & FINKEL R.C. (2001) - *Natural and human-induced landsliding in the Garhwal Himalaya of northern India*. *Geomorphology* **40**, 21-35.
- BIERMAN P. & GILLESPIE A. (1994) - *Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective*. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 13855-13896.
- BOWEN D.Q., PHILLIPS F.M., McCABE A.M., KNUTZ P.C. & SYKES G.A. (2002) - *New data for the last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland*. *Quaternary Science Reviews* **21**, 89-101.
- BRAUCHER R., BOURLÈS D.L., BROWN E.T., COLIN F., MULLER J.P., BRAUN J.J., DELAUNE M., EDOU MINKO A., LESCOUET C., RAISBECK G.M. & YIOU F. (2000) - *Application of in situ produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon*. *Chemical Geology* **170**, 95-111.
- BROOK E.J., BROWN E.T., KURZ M.D., ACKERT R.P., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1995) - *Constraints on age, erosion and uplift of Neogene glacial deposits in the Transantarctic Mountains determined from in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al* . *Geology* **23**, 1063-1066.
- BROWN E.T., BROOK E.J., RAISBECK G.M., YIOU F. & KURZ M.D., (1992) - *Effective attenuation length of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: Implications for exposure age dating*. *Geophysical Research Letters* **19**(4), 369-372.
- BROWN E.T., EDMOND J.M., RAISBECK G.M., YIOU F., KURZ

- M.D. & BROOK E.J. (1991) - *Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al* . *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2269–2283.
- BROWN E.T., STALLARD R.F., LARSEN M.C., BOURLÈS D.L. & RAISBECK G.M. (1998) - *Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguas River, Puerto Rico) using in-situ-produced Be-10 in river borne quartz*. *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 723–728.
- CERLING, T.E. (1990) - *Dating geomorphic surfaces using cosmogenic ^3He* . *Quaternary Research* **33**, 148–56.
- CIAMPALINI A., FABEL D., PERSANO C. & FIRPO M. (2009) - *Burial dating and erosion rates from Pleistocene deltaic deposits of Vado Ligure (SV) using in-situ produced cosmogenic nuclides*. In: *Epitome*, **3**, 82. *Geitalia* 2009, 9-11 Settembre 2009, Rimini.
- COCKBURN H.A.P., SEIDL M.A. & SUMMERFIELD M.A. (1999) - *Quantifying denudation rates on inselbergs in the central Namib Desert using in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al* . *Geology* **27**, 399–402.
- DAVIS R.J. & SCHAEFFER O.A. (1955) - *Chlorine-36 in nature*. *Annals New York Academy of Science* **62**, 105–122.
- DUNAI T.J. (2000) - *Scaling factors for the production rates of in-situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation*. *Earth and Planetary Science Letters*, **176**(1), 159–171.
- DUNAI T.J. (2001) - *Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides*. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**(1-2), 197–212.
- DUNNE J. ELMORE D. & MUZIKAR, P. (1999) - *Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces*. *Geomorphology* **27**(1-2), 3–11.
- FABEL D. (2008) - *A brief introduction to in-situ produced terrestrial cosmogenic nuclide dating methods*. http://web2.ges.gla.ac.uk/~dfabel/CN_explain.html
- FABEL D., FINK D., FREDIN O., HARBOR J., LAND M. & STROEVEN A.P. (2006) - *Exposure age from relict lateral moraines overbitten by the Fennoscandian ice sheet*. *Quaternary Research* **65**, 136–146.
- GOSSE J., DORT W., SORENSON C., STEEPLES D., GRIMES J. & HECHT G. (1997) - *Insights on the depositional age and rate of denudation of the pre-Illinoian till in Kansas from terrestrial cosmogenic nuclides*. *Geological Society of America Abstracts with Programs, North-Central Section* **29** (4), A17.
- GOSSE J.C., EVENSON E.B., KLEIN J., LAWN B., MIDDLETON R. (1995) a - *Precise cosmogenic ^{10}Be measurements in western North America: support for a global Younger Dryas cooling event*. *Geology* **23**, 877–880.
- GOSSE J.C., KLEIN J., EVENSON J., LAWN B., MIDDLETON R., (1995) b - *^{10}Be dating of the duration and retreat of the last Pinedale Glacial sequence*. *Science* **268**, 1329–1333.
- GOSSE J.C. & PHILLIPS F.M. (2001) - *Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application*. *Quaternary Science Reviews* **20**, 1475–1560.
- GOSSE J.C., HARRINGTON C.D., WHITNEY J.W. (1996) - *Applications of in situ cosmogenic nuclides in the geologic site characterization of Yucca Mountain, Nevada*. *Material Research Society Symposium Proceedings*, **412**, 799–806.
- GRANGER D.E., FABEL D. & PALMER A.N. (2001) - *Pliocene-Pleistocene incision of the Green River, Kentucky, determined from radioactive decay of cosmogenic Al-26 and Be-10 in Mammoth Cave sediments*. *Geological Society of American Bulletin* **113**, 825–836.
- GRANGER D.E., KIRCHNER J.W. & FINKEL R., (1997) - *Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium*. *Geology*, **25**(2), 107–110.
- GRANGER D.E. & MUZIKAR P.F. (2001) - *Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations*. *Earth and Planetary Science Letters*, **188**, 269–281.
- GRANGER D.E. & SMITH A.L. (2000) - *Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ^{26}Al and ^{10}Be* . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* **172**(1-4), 822–826.
- GROSSE A.V. (1934) - *An unknown radioactivity*. *J. Am. Chem. Soc.*, **56**, 1922–1923.
- IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C., KUBIK P., DITTRICH-HANNEN B., BEER, J. (1995) - *Minimum ^{10}Be exposure ages of early Pliocene for the Table Mountain plateau and the Sirius Group at Mount Fleming, Dry Valleys, Antarctica*. *Geology* **23**, 1007–1019.
- HEIMSATH A.M., CHAPPELL J., DIETRICH W.E., NISHIZUMI K. & FINKEL R.C. (2000) - *Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia*. *Geology* **28**, 787–790.
- HEIMSATH A.M., CHAPPELL J., SPOONER N.A. & QUESTIAUX D.G. (2002) - *Creeping soil*. *Geology* **30**, 111–114.
- HEIMSATH A.M., DIETRICH W.E., NISHIZUMI K. & FINKEL R.C. (1999) - *Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth*. *Geomorphology* **27**, 151–172.
- HESS V.F. (1912) - *Penetrating radiation in seven free balloon flights*. *Phys. Zeitschr.*, **13**, 1084–1088.
- JACKSON L.E., PHILLIPS F.M., SHIMAMURA K., LITTLE E.C. (1997) - *Cosmogenic ^{36}Cl dating of the Foothills erratics train, Alberta, Canada*. *Geology* **25**, 195–198.
- JACKSON J., RITZ J.F., SIAME L., RAISBECK G., YIOU Y., NORRIS R., YOUNGSON J. & BENNET E. (2002) - *Fault growth and landscape development rates in Otago, New Zealand, using in situ cosmogenic ^{10}Be* . *Earth and Planetary Science Letters* **195**, 185–193.
- KLEIN J., GIEGENGACK R., MIDDLETON R., SHARMA P., UNDERWOOD J.R. & WEEKS R.A. (1986) - *Revealing histories of exposure using in situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan Desert Glass*. *Radiocarbon* **28**, 547–555.
- KOBER F., IVY-OCHS S., SCHLUNNEGER F., BAUR H., KUBIK P.W. & WIELER R. (2007) - *Denudation rates and topography-driven rainfall threshold in northern Chile: multiple cosmogenic nuclides data and sediment yield budgets*. *Geomorphology* **83**, 97–120.
- KUBIK P.W., IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C., MASARIK J. &

- FRANK M. (1998) - ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of the Köffels Otz Valley Austria. *Earth and Planetary Science Letters* **161**, 231–241.
- LAL D. (1991) - *Cosmic-ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models*. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 424–439.
- LAL D. & PETERS B. (1967) - *Cosmic-ray produced radioactivity on the earth*. *Handbook of Physics* **46**(2), 551–612.
- LELAND J., REID M.R., BURBANK D.W., FINKEL R. & CAFFEE M. (1998) - *Incision and differential bedrock uplift along the Indus River near Nanga Parbat, Pakistan Himalaya, from ^{10}Be and ^{26}Al exposure age dating of bedrock straths*. *Earth and Planetary Science Letters* **154**, 93–107.
- LIBBY F., ANDERSON E.C., ARNOLD J.R. (1949) - *Age determination by radiocarbon content: World-wide assay of natural radiocarbon*. *Science* **109**, 227–228.
- LICCIARDI J.M., KURZ M.D., CLARK P.U. & BROOK E.J. (1999) - *Calibration of cosmogenic ^3He production rates from Holocene lava flows in Oregon, USA, and effects of the Earth's magnetic field*. *Earth and Planetary Science Letters* **172**, 261–271.
- LIU B.L., PHILLIPS F.M., POHL M.M. & SHARMA P. (1996) - *An alluvial surface chronology based on cosmogenic ^{36}Cl dating, Ajo Mountains (Organ Pipe Cactus National Monument) southern Arizona*. *Quaternary Research* **45**, 30–37.
- MARTI K. & CRAIG H. (1987) - *Cosmic-ray produced neon and helium in the summit lavas of Maui*. *Nature* **325**, 335–37.
- MATSUSHI Y., WAKASA S., MATSUZAKI H. & MATSUKURA Y. (2006) - *Long-term denudation rates of actively uplifting hillcrests in Boso Peninsula, Japan, estimated from depth profiling of in-situ produced Be-10 and Al-26*. *Geomorphology* **82**, 283–294.
- MILLER G.H., WOLFE A.P., STEIG E.J., SAUER P.E., KAPLAN M.R. & BRINER J.P. (2002) - *The Goldilocks dilemma: big ice, little ice or 'just right' ice in the Eastern Canadian arctic*. *Quaternary Science Reviews* **21**, 33–48.
- MITCHELL S.G., MATMON A., BIERMAN P.R., ENZEL Y., CAFFEE M. & RIZZO D. (2001) - *Displacement history of a limestone fault scarp, northern Israel, from cosmogenic ^{36}Cl* . *Journal of Geophysical Research* **106**, 4247–4264.
- MOLNAR P., BROWN E.T., BURCHFIEL C., QIDPONG D., XIANYUE F., JUN L., RAISBECK G.M., JIANBANG S., ZHANGMING W., YIOU F. & HUICHUAN Y. (1994) - *Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China*. *The Journal of Geology* **102**, 583–602.
- MOSCARIELLO A., SCHNEIDER A.M., FILIPPI M.L. (1998) - *Late glacial and early Holocene palaeoenvironmental changes in Geneva Bay (Lake Geneva, Switzerland)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **140**, 51–73.
- NICHOLS K.K., BIERMAN P.R., HOOKE R.L., CLAPP E.M. & CAFFEE M. (2002) - *Quantifying sediment transport on desert piedmonts using ^{10}Be and ^{26}Al* . *Geomorphology* **45**, 105–125.
- NIEDERMANN S. (2000) - *The ^{21}Ne production rate in quartz revisited*. *Earth and Planetary Science Letters* **183**(3–4), 361–364.
- NISHIZUMI K., KLEIN J., MIDDLETON R. & CRAIG H. (1990) - *Cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al and ^3He in olivine from Maui lavas*. *Earth and Planetary Science Letters* **98**, 263–266.
- NISHIZUMI K., KHOL C.P., ARNOLD J.R., KLEIN J., FINK D. & MIDDLETON R. (1991a) - *Cosmic ray produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history*. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 440–454.
- NISHIZUMI K., KHOL C.P., SHOEMAKER E.M., ARNOLD J.R., KLEIN J., FINK D. AND MIDDLETON R. (1991b) - *In-situ ^{10}Be and ^{26}Al exposure age at Meteor Crater, Arizona*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2699–2703.
- PERG L.A., ANDERSON R.S. & FINKEL R.C. (2001) - *Use of a new ^{10}Be and ^{26}Al inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California USA*. *Geology* **29**, 879–82.
- PHILLIPS, F.M. (2000) - *Muogenic nuclides: a method for dating rapidly eroding landforms*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, S1, A599.
- PHILLIPS F.M., LEAVY B.D., JANNICK N.O., ELMORE D. & KUBIK P.W. (1986) - *The accumulation of cosmogenic chlorine-36 in rocks: a method for surface exposure dating*. *Science* **231**, 41–43.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., BENSON L.V., PLUMMER M.A., ELMORE D. & SHARMA P. (1996) - *Chronology for fluctuations in Late Pleistocene Sierra Nevada glaciers and lakes*. *Science* **274**, 749–751.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., GOSSE J.C., KLEIN J., EVERSON E.B., HALL R.D., CHADWICK O.A., SHARMA P. (1997) - *Cosmogenic ^{36}Cl and ^{10}Be ages of Quaternary glacial and fluvial deposits of the Wind River Range, Wyoming*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**(11), 1453–1463.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., SMITH S.S., ELMORE D., KUBIK P.W., DORN R.I. & RODDY D.J. (1991) - *Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona, from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C in rock varnish*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2695–2698.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., SMITH S.S., ELMORE D., KUBIK P.W., SHARMA, P. (1990) - *Cosmogenic chlorine-36 chronology for glacial deposits at Bloody Canyon, Eastern Sierra Nevada*. *Science* **248**, 1529–1532.
- PRATT B., BURBANK D.W., HEIMSATH A. & OJHA T. (2002) - *Impulsive alluviation during early Holocene strengthened monsoons, central Nepal Himalaya*. *Geology* **30**, 911–914.
- REEDY R.C., ARNOLD J.R., LAL D. (1983) - *Cosmic-ray record in solar system matter*. *Science* **219** (4581), 127–134.
- REEDY R.C., NISHIZUMI K., LAL D., ARNOLD J.R. ENGLERT P.A.J., KLEIN J., MIDDLETON R., JULL A.J.T. & DONAHUE D.J. (1994) - *Simulations of terrestrial in-situ cosmogenic nuclide production*. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research B* **92**, 297–300.
- REGARD V., BELLIER O., BRAUCHER R., GASSE F., BOURLES D., MERCIER J., THOMAS J.C., ABBASSI M.R., SHABANIAN E. & SOLEYMANI S. (2006) - *Be-10 of alluvial*

- deposits from southeastern Iran (the Hormoz strait area). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **242**, 36-53.
- REPKA J.L., ANDERSON R.S. AND FINKEL R.C. (1997) - *Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah*. *Earth and Planetary Science Letters* **152**, 59-73.
- RIEBE C.S., KIRCHNER J.W., GRANGER D.E. & FINKEL R.C. (2000) - *Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment*. *Geology* **28**, 803-806.
- RITZ J.F., BROWN E.T., BOURLÈS D.L., PHILIP H., SCHLUPP A., RAISBECK G.M., YIOU F. & ENKHTUVSHIN B. (1995) - *Slip rates along active faults estimated with cosmic ray exposure dates: applications to the Bogd Faults, Gobi-Altai, Mongolia*. *Geology* **23**, 1019-1022.
- SCHALLER M., VON BLANCKENBURG F., HOVIUS N. & KUBIK P.W. (2002) - *Palaeo-erosion rate record in a 1.6 Ma terrace sequence of the Meuse river*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **66**, S1, 673.
- SCHALLER M., VON BLANCKENBURG F., HOVIUS N. & KUBIK P.W. (2001) - *Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments*. *Earth and Planetary Science Letters* **188**, 441-458.
- SCHROEDER P.A., MELEAR N.D., BIERMAN P., KASHGARIAN M. & CAFFEE M. (2001) - *Apparent gibbsite growth ages for regolith in the Georgia Piedmont*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **65**, 381-86
- SEIDL M.A., FINKEL R.C., CAFFEE M.W., HUDSON G.B. & DIETRICH W.E. (1997) - *Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations*. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**, 195-210.
- SHEPARD M.K., ARVIDSON R.E., CAFFEE M., FINKEL, R. & HARRIS L. (1995) - *Cosmogenic exposure ages of basalt flows: Lunar Crater volcanic field, Nevada*. *Geology* **23**, 21-4.
- SMALL E.E., ANDERSON R.S. & HANCOCK G.S. (1999) - *Estimates of the rates of regolith production using ^{10}Be and ^{26}Al from an alpine hillslope*. *Geomorphology* **27**, 131-150.
- STONE J.O. (2000) - *Air pressure and cosmogenic isotope production*. *Journal of Geophysical Research*, **105**(B10), 23753-23759.
- STONE J.O., EVANS J.M., FIFIELD L.K., ALLAN G.L. CRESWELL R.G. (1998) - *Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons*. *Geoch. et Cosmoch. Acta* **62**(3), 433-454.
- STONE J., LAMBECK K., FIFIELD L.K., EVANS J.M. & CRESWELL R.G. (1996) - *A Lateglacial age for the Main Rock Platform, Western Scotland*. *Geology* **24**, 707-10.
- SUMMERFIELD M.A., STUART F.M., COCKBURN H.A.P., SUGDEN D.E., DENTON G.H., DUNAI T. & MARCHANT D.R. (1999) - *Long-term rates of denudation in the Dry Valleys, Transantarctic Mountains, southern Victoria Land, Antarctica based on in-situ produced cosmogenic ^{21}Ne* . *Geomorphology*, **27**, 113-29.
- TEMPLETON D.H. (1953) - *Nuclear reactions induced by high energy particles*. *Annual review of nuclear science* **2**, 93-104.
- TRULL T.W., BROWN E.T., MARTY B., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1995) - *Cosmogenic ^{10}Be and ^3He accumulation in Pleistocene beach terraces in Death Valley, California, USA. Implications for cosmic-ray exposure dating of young surfaces in hot climates*. *Chemical Geology* **119**, 191-207.
- YINGKUI L., FABEL D., STROEVEN A.P., HARBOR J. (2008) - *Unraveling complex exposure-burial histories of bedrock surfaces under ice sheets by integrating cosmogenic nuclide concentrations with climate proxy records*. *Geomorphology* **99**, 139-149.
- WELLS S.G., MCFADDEN L.D., POTHS J. & OLINGER C.T. (1995) - *Cosmogenic ^3He surface exposure dating of stone pavements: implications for landscape evolution in deserts*. *Geology* **23**, 613-616.
- WILSON P., BENTLEY M.J., SCHNABEL C., CLARK R. & XU S. (2008) - *Stone run (block stream) formation in the Falkland islands over several cold stages, deduce from cosmogenic isotope (Be-10 and Al-26) surface exposure dating*. *Journal of Quaternary Science* **23**, 461-473.
- ZREDA M., ENGLAND J., PHILLIPS F., ELMORE D., SHARMA P. (1999) - *Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice sheet retreat 10,000 years ago*. *Nature* **398**, 139-142.
- ZREDA M. & NOLLER J.S. (1998) - *Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic chlorine-36 in a bedrock fault scarp at Hebgen Lake*. *Science* **292**, 1097-1099.

Ms. ricevuto il 13 giugno 2009
 Testo definitivo ricevuto il 1° ottobre 2009

Ms. received: June 13, 2009
 Final text received: October 1, 2009