

## Ricostruzione climatica degli ultimi 17.000 anni da una stalagmite della Grotta Savi (Trieste, Italia)

Andrea BORSATO<sup>1\*</sup>, Franco CUCCHI<sup>2</sup>, Silvia FRISIA<sup>1</sup>, Renza MIORANDI<sup>1</sup>, Mauro PALADINI<sup>3</sup>, Leonardo PICCINI<sup>3</sup>, Michele POTLECA<sup>2</sup>, Ugo SAURO<sup>4</sup>, Christoph SPÖTL<sup>5</sup>, Paola TUCCIMEI<sup>6</sup>, Igor M. VILLA<sup>7</sup> & Luca ZINI<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Museo Tridentino di Scienze Naturali, Via Calepina 14, I-38100 Trento

<sup>2</sup>Dipartimento di Scienze Geologiche, Ambientali e Marine, Università di Trieste, Via Weiss 2, I-34127 Trieste

<sup>3</sup>Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via La Pira 4, I-50121 Firenze

<sup>4</sup>Dipartimento di Geografia, Università di Padova, Via del Santo 26, I-35123 Padova

<sup>5</sup>Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck (Austria)

<sup>6</sup>Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre", L.go S.L. Murialdo 1, I-00146 Roma

<sup>7</sup>Institut für Geologie, Isotopengeologie, Universität Bern, Erlachstrasse 9A, S-3012 Bern (Switzerland) e

Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università di Milano-Bicocca, I-20126 Milano

\*E-mail dell'Autore per la corrispondenza: [borsato@mtsn.tn.it](mailto:borsato@mtsn.tn.it)

**RIASSUNTO** - *Ricostruzione climatica degli ultimi 17.000 anni da una stalagmite della Grotta Savi (Trieste, Italia)* - La Grotta Savi, che si apre sulle pendici del Monte Stena in Val Rosandra (Carso Triestino, Italia), consiste in una rete di gallerie suborizzontali in gran parte sviluppate tra 300 e 350 metri sul livello del mare, che intersecano grandi vani per uno sviluppo di oltre 4 km. Nella parte interna della cavità è stata prelevata la stalagmite SV1, che costituisce il primo record di speleotema italiano ed europeo che copre con continuità gli ultimi 16,6 ka. La stalagmite, alta 27 cm, è stata datata grazie a 18 analisi MC-ICPMS U/Th, e sul suo profilo assiale si sono effettuate 345 analisi isotopiche con risoluzione media di 49±42 anni. La stalagmite ha iniziato a formarsi intorno a 16,6±0,7 ka, ma la crescita assiale è rimasta molto bassa, solitamente al di sotto di 10 µm/anno, fino al termine del periodo freddo del Dryas Recente, mentre nell'intervallo tra ~10,7 e ~7,6 ka si registrano i tassi di crescita più elevati, compresi tra 32 e 43 µm/anno. Il record del δ<sup>18</sup>O riflette la quantità d'acqua che alimentava la stalagmite, a sua volta legata alla piovosità media annua e all'evapotraspirazione in superficie. Nel suo insieme, il record del δ<sup>18</sup>O si correla positivamente con quello degli speleotemi della grotta di Soreq in Israele (Bar-Matthews *et al.* 1997), e è anticorrelato al record del δ<sup>18</sup>O del ghiaccio della carota GISP2 della Groenlandia (Grootes *et al.* 1993). Viceversa, per la parte più recente della stalagmite si è verificata una correlazione positiva tra δ<sup>18</sup>O<sub>calcite</sub> e temperatura media annua ricostruita per ultimi 500 anni per l'area alpina (Luterbacher *et al.* 2004): i picchi negativi di temperatura corrispondono a picchi negativi del δ<sup>18</sup>O<sub>calcite</sub>, e il forte trend positivo nelle temperature dal 1800 AD ad oggi è replicato nel trend del δ<sup>18</sup>O.

**SUMMARY** - *Stalagmite paleoclimate record of the last 17,000 years from Grotta Savi (Trieste, Italy)* - Grotta Savi, which opens on the flanks of Monte Stena in the Rosandra Valley (Carso Triestino, Italy), consists of a network of sub-horizontal galleries developed between 300 to 350 meters a.s.l., and a total extension of >4 km. Stalagmite SV1, sampled in the inner part of the cave, is the first European speleothem that continuously spans the last 16.6 ka. Eighteen MC-ICPMS U/Th datings were obtained from the 27 cm tall stalagmite, and 345 stable isotope analyses were performed along its growth axis (mean resolution: 49±42 years). The stalagmite started growing at 16.6±0.7 ka, and the axial growth rate was very low (5 to 15 µm/a) until the end of the Younger Dryas. From ~10.7 to ~7.6 ka the faster axial growth rate was recorded (32 to 43 µm/a). The δ<sup>18</sup>O record reflects the amount of water that fed the stalagmite, which depends on mean annual rainfall amount and by the evapotranspiration at the surface. The δ<sup>18</sup>O record is positively correlated with the speleothem record from Soreq Cave in Israel (Bar-Matthews *et al.* 1997), and inversely correlated with the δ<sup>18</sup>O record of GISP2 ice core (Grootes *et al.* 1993). For the more recent part of SV1, we observed a positive correlation between δ<sup>18</sup>O<sub>calcite</sub> and the reconstructed mean annual temperature for the last 500 years in the Alps (Luterbacher *et al.* 2004). The strong temperature increase between 1800 AD and today is mirrored by the positive δ<sup>18</sup>O trend in SV1.

*Parole chiave:* speleotemi, paleoclima, Olocene, isotopi stabili, Carso triestino

*Key words:* speleothems, paleoclimate, Holocene, stable isotopes, Trieste Karst



direzione est-ovest e immersione verso nord. La stratificazione immerge di pochi gradi verso monte, così come le principali faglie. La morfologia esterna è ad ampi gradoni poco inclinati e scarpate subverticali, conseguenti alla serie di faglie inverse a basso angolo che portano più volte i calcari a sovrastare le torbiditi del Flysch.

I calcari, che appartengono al “membro informale di Opicina” (Cucchi *et al.* 1987), sono generalmente compatti, da grigio chiaro a nerastri e molto fossiliferi. La stratificazione è solitamente netta, a volte indistinta: lo spessore varia da 10 cm a 2-3 m. La fratturazione non è intensa: si presenta secondo poche famiglie principali, solitamente nette, poco estese e pianoparallele; rare le superfici stilolitiche. A questi calcari compete una carsificabilità media o medio alta, evidenziata dalle piccole forme di corrosione estesamente presenti in superficie e dalle profonde e articolate cavità. Le torbiditi appartengono alla Formazione del “Flysch di Trieste”, costituita da un’alternanza ritmica di arenarie e marne di spessore variabile. Le arenarie sono silico-carbonatiche, con una netta prevalenza di quarzo e silicati sui carbonati.

Dal punto di vista tettonico, l’area fa parte del settore settentrionale di un’unità strutturale definita “struttura embricata della Ciceria” (Placer 1981), che consiste in una famiglia di pieghe ad asse dinarico (NW-SE) evolute in locali sovrascorrimenti a vergenza SW e complicate da limitate scaglie tettoniche. Nel settore settentrionale gli assi di piegamento e di deformazione principali risultano subire una torsione, portandosi da NW-SE a E-W: questa rotazione accentua le dislocazioni dell’area della Val Rosandra, imprimendo loro spesso una componente trascorrente.

La zona è così caratterizzata da masse calcaree, a comportamento rigido e fragile, interessate da faglie inverse immergenti mediamente verso NE, e dalla successione arenaceo-marnosa, a comportamento plastico, intensamente piegata (Fig. 3).

## 2.2. Cenni sul paesaggio vegetale

Il Monte Stena presenta oggi in superficie tre tipi di formazioni vegetali principali: la landa carsica, la

pineta artificiale e la boscaglia carsica (Poldini *et al.* 1980).

La landa carsica è un paesaggio aperto a piante erbacee d’aspetto steppico con rocciosità variabile; è un’associazione tipicamente zoogena, ossia determinata a seguito del pascolamento esercitato nei secoli passati. È probabile che la sua origine risalga addirittura all’Età del Bronzo (1800-900 a.C.), quando il suolo era ampiamente usato per il pascolo degli ovini e dei caprini. Nella landa confluiscono le specie vegetali più tipicamente carsiche, fra le quali le endemiche sono numerose. Dalla presenza costante di *Centaurea rupestris* L. e di *Carex umilis* Leys. questa cenosi pascoliva è stata chiamata Carici humilis-Centaureetum rupestris Horvat 31, nome che può essere volgarizzato in Cariceto-centaureto. Dal punto di vista edifico, è un’associazione che può prosperare in condizioni di scarsa disponibilità d’acqua e di bassa fertilità del terreno. Il suolo è sempre poco potente, non supera i 20-25 cm di profondità, lo scheletro è spesso abbondante e grossolano; è per lo più presente un orizzonte A che passa direttamente al C.

A partire dalla seconda metà del secolo scorso il Carso ha subito un intenso rimboschimento a pino nero austriaco (*Pinus nigra* Arnold). Le cause del denudamento del Carso risalgono all’antica azione dell’uomo, alla sua natura geologica e alle condizioni climatiche. Lo sfruttamento intensivo dei boschi durante i secoli, in un ambiente che non consentiva la rapida ricostruzione del manto forestale, ha fatto sì che all’inizio del 1800 la quasi totalità del Carso fosse completamente denudata. Il pino nero per le sue caratteristiche di frugalità e di pionierismo vi ha trovato un habitat molto favorevole. Le ripercussioni dei rimboschimenti sull’ambiente carsico sono piuttosto complesse; è interessante notare per inciso che l’inserimento del pino nero, malgrado sia completamente estraneo alla flora locale, abbia richiamato numerosi simbionti fungini. Altre modificazioni indotte sulla flora vascolare sono testimoniate dalla presenza di entità legate abitualmente a boschi di latifoglie delle zone montane e subalpine; la presenza di queste specie indicatrici di *moder* in clima sub-mediterraneo è

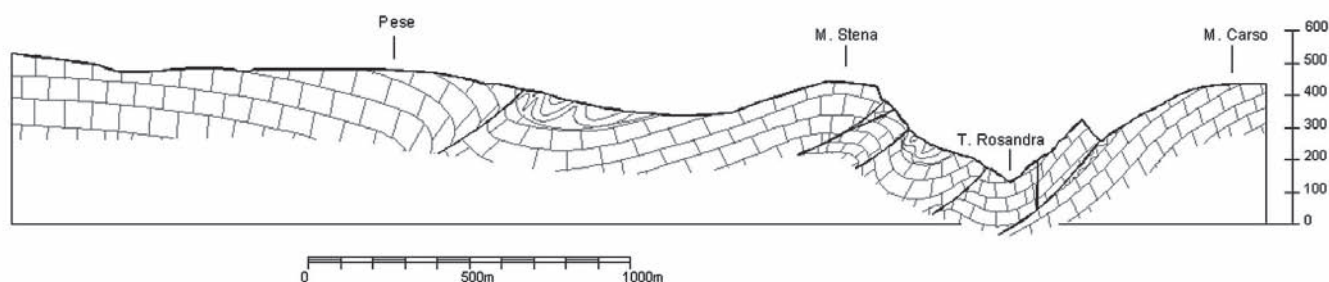


Fig. 3 - Sezione geologica generale del Monte Stena.  
Fig. 3 - General geologic cross-section of Mt. Stena.



ascrivibile al “tangelrendzina” prodotto dai rimboschimenti artificiali (Feoli-Chiapella & Poldini 1985).

La boscaglia carsica copre soprattutto i versanti del Monte Stena, mentre è poco sviluppata sul plateau sommitale dove predominano la landa e la pineta. Si tratta di una boscaglia rada, più o meno discontinua, costituita da essenze povere, di portamento piuttosto alto-arbustivo che arboreo, di scarsa provvigione legnosa, in cui le querce (principalmente *Quercus pubescens* Willd. e *Quercus petraea* (Matt.) Liebl.) svolgono una funzione del tutto marginale. È condizionata da una migliore qualità del terreno: le querce si trovano generalmente negli avallamenti e sono sempre in quantità subordinata rispetto agli elementi più frugali che dominano nel piano alto-arbustivo, quali *Ostrya carpinifolia* Scop., *Fraxinus ornus* L., *Acer campestre* L. Questa cenosi è stata denominata Ostryo-Quercetum pubescentis (Ht.) Trinajstić 74. I suoli vegetati a ostryo-querceto sono per lo più degli umocarbonati poco potenti (25-50 cm) in lenta evoluzione verso suoli bruni calcarei, a profilo A-C, ricchi di scheletro grossolano e a reazione neutra o basica. L’humus è raramente un *mull* acido o neutro, per lo più è un *moder* secco zoogenico.

### 2.3. Caratteristiche climatiche dell’area

Le caratteristiche climatiche generali dell’area della Val Rosandra sono quelle intermedie fra il clima mediterraneo e il clima continentale, con un inverno lungo e freddo che si prolunga nella primavera e un’estate calda che si prolunga in parte nell’autunno. Ai sensi dei tipi climatici europei proposti dalla European Commission (1999) è il tipo definito “da mediterraneo-subcontinentale a mediterraneo-continentale” (cod. 43).

La temperatura presenta durante i mesi invernali un valore medio intorno a + 3,5 °C e durante i mesi estivi un valore intorno ai +19,5 °C; la media annuale risulta di 12 °C. Negli ultimi 150 anni, sull’altopiano triestino è stata registrata la temperatura minima di -19,3 °C, mentre la temperatura massima rilevata nello stesso lasso di tempo è di +35,2 °C; nell’arco dell’anno si registrano valori inferiori ai 0 °C in media per 70 giorni.

Il valore della temperatura nella zona in esame è mediamente inferiore di circa 2 °C alle temperature medie misurate in corrispondenza della fascia costiera a Trieste. L’escursione termica giornaliera presenta un’ampiezza di circa 2 °C superiore a quella misurata al livello del mare e questa differenza tende a farsi più sensibile in corrispondenza dei mesi estivi.

La piovosità media annua è di 1350 mm, con picchi giornalieri fino a 105 mm nel mese di novembre. I massimi valori di piovosità si registrano in autunno, nel mese di novembre, quelli minimi in inverno, nel mese di febbraio; i giorni di pioggia sono media-

mente 115 l’anno, 11 sono le giornate caratterizzate da precipitazioni nevose, 4 quelle contraddistinte da grandine; il valore massimo della quantità di precipitazione registrata nell’arco delle ventiquattro ore è di 200 mm.

Va evidenziato che nella zona in questione le precipitazioni sono del 15% circa più abbondanti rispetto a quelle rilevate nella fascia costiera; ciò è dovuto al fatto che le masse d’aria calda e umida provenienti dall’Adriatico, costrette ad innalzarsi in corrispondenza dell’altopiano carsico, si raffreddano e si condensano.

L’umidità si mantiene generalmente entro valori non elevati per il fatto che le caratteristiche peculiari del substrato roccioso e i modesti spessori dei terreni di copertura favoriscono un rapido assorbimento delle precipitazioni meteoriche. Il frequente insorgere del vento secco da ENE (bora) rappresenta un ulteriore fattore di diminuzione dell’umidità.

La media mensile dei valori dell’umidità presenta un massimo nel tardo autunno e un minimo nei mesi di luglio e agosto. Nelle giornate serene e calme si registra una notevole escursione dell’umidità con formazione di abbondanti rugiade a partire dalle prime ore della sera.

## 3. GEOLOGIA, MORFOLOGIA E MICROCLIMA DELLA GROTTA

### 3.1. Caratteristiche geomorfologiche della cavità

Da un punto di vista morfologico, a grande scala, la Grotta Savi consiste in una rete di gallerie suborizzontali in gran parte sviluppate a quote fra 300 e 350 metri sul livello del mare, che intersecano vani di notevoli dimensioni (Fig. 4). Di poco inferiore ai 100 metri è quindi lo spessore di roccia sovrastante, caratterizzata in superficie da un carsismo a denti e blocchi e da un’esile copertura di sedimenti di suolo e di detriti rocciosi.

Nella cavità, gallerie minori, forre strutturali, meandri alti e stretti, posizionati a quote inferiori, si raccordano fra loro, alle caverne e alle gallerie superiori. La galleria iniziale, in corrispondenza dell’ingresso, è chiusa a monte da un corpo di frana di grandi dimensioni che modella il versante.

In particolare, le concrezioni studiate sono state prelevate nel tratto di gallerie dette “Gallerie superiori”, ove le gallerie hanno sezione derivata (ma alcuni tratti conservano resti di morfologie singenetiche), sono suborizzontali o poco inclinate, hanno andamento sinuoso guidato dalla situazione strutturale; consistono in una successione di tratti rettilinei per alcune decine di metri, quasi perpendicolari fra loro e raccordati da brusche anse. I cambiamenti di direzione sono dovuti al condizionamento di discontinuità a

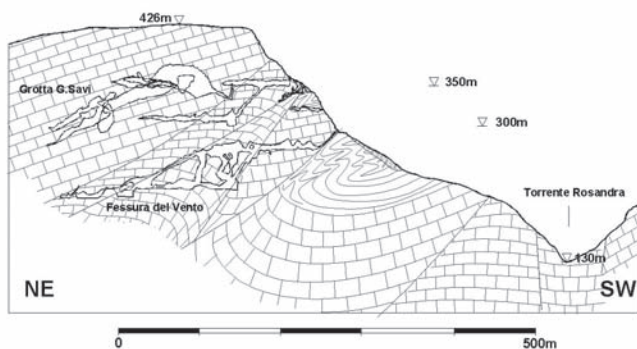


Fig. 4 - Sezione geologica particolare del Monte Stena con le sezioni delle cavità rilevate.

Fig. 4 - Detailed geologic cross-section of Mt. Stena with the section of the mapped caves.

direzione N-S o NE-SW e di faglie inverse sinistrorse con orientazione WNW-ENE e immersione a NNE. Sono ben rappresentate sulle pareti le morfologie erosive primarie, come *scallop*, lineazioni orizzontali e anse prodotte dall'erosione e dalla corrosione di acque dinamiche.

Le gallerie sono generalmente interessate da potenti depositi di materiale alluvionale eterogeneo, da colate parietali, gruppi stalagmitici e stalattitici (Fig. 5) e da crolli imponenti che mascherano la forma originaria dei vani. Sotto i crostoni di concrezione del pavimento (spessi dai 2 ai 40 cm) sono visibili depositi d'argilla, limo, sabbia, conglomerato, variamente alternati. In alcuni casi il conglomerato si rinviene anche in nicchie sulla parete o "incollato" sulla volta delle gallerie, in altri ostruisce i vani impedendo il proseguimento.

Le gallerie superiori danno accesso a sale di grandi dimensioni e a un reticolo di gallerie più profonde. Le caverne consistono in ambienti di vaste



Fig. 5 - Concrezionamento attivo nella Galleria del Tuono.

Fig. 5 - Active speleothems in Galleria del Tuono.

dimensioni, a pianta grossomodo rettangolare con pareti impostate su piani di faglia o su fratture persistenti e talvolta coperte da imponenti colate calcitiche. Sul fondo si rinvencono grandi blocchi di crollo, provenienti dalla volta e dalle pareti, talvolta coperti da colate e gruppi stalagmitici. L'evoluzione gravitativa non è comunque a uno stadio avanzato e maturo come si riscontra nelle altre caverne del Carso Triestino. Nella cavità sono frequenti condotte forzate di dimensioni limitate sviluppate secondo piani di discontinuità, talvolta evolute in forra, con marcate morfologie parietali erosivo-corrosive e pavimento occupato da concrezioni o depositi di tipo alluvionale.

### 3.2. Considerazioni speleogenetiche

Se, sulla base dei rilievi topografici, geomorfologici e geologici, si analizza l'andamento e la geometria spaziale della cavità, si desume un quadro genetico ed evolutivo legato all'assetto strutturale e alle variazioni morfologiche e idrologiche succedutesi nel tempo (Cucchi *et al.* 1998).

La maggioranza dei tratti della cavità sono riconducibili ad antiche estese condotte singenetiche, oggi troncate per l'arretramento del versante del Monte Stena, modificate da fasi erosive e da successivi riempimenti. Il sistema carsico primigenio si è quindi sviluppato con canalizzazioni a prevalente sviluppo orizzontale (tipologia che si ritrova tuttora nell'area), impostate lungo piani di stratificazione, di frattura e di faglia (solitamente quelle a carattere inverso). Il deflusso delle acque (che divenivano ipogee in aree molto lontane) risulta aver avuto direzione di scorrimento prevalente compresa fra N e NW.

Non meno importanti degli avvenimenti erosivo-dissolutivi sono gli eventi deposizionali e di trasporto solido. Lo studio delle serie alluvionali di cavità dimostra un cospicuo apporto di materiale (argille quarzose feldspatiche, sabbie silicee, ciottoli arenacei, conglomerati poligenici) proveniente da rocce marnoso-arenacee e solo subordinatamente calcaree. I ciottoli silicatici provengono dal Flysch, i ciottoli calcarei sono costituiti da calcari a foraminiferi e da calcari bituminosi o marnosi, tutti appartenenti alla formazione in cui si aprono i sistemi ipogei della zona. Sono presenti anche ciottoli di concrezione provenienti da speleotemi divelti e trasportati a lungo da acque impetuose.

L'analisi delle quote di sviluppo delle gallerie indica che nel tempo si sono stabiliti più livelli di carsificazione collocati a quote decrescenti: 360-350 m, 330-300 m, 280-270 m. Tenuto conto dei dati geomorfologici e strutturali, si ipotizza che tali livelli siano attribuibili a situazioni epifreatiche determinate dallo sbarramento operato dalla copertura impermeabile.

Le gallerie singenetiche poste ad una quota media di 350 m sono i tratti più antichi del complesso ipogeo, dove i flussi idrici, in una fase di carsismo incipiente, andavano a delineare la geometria del sistema ipogeo.

Il ritrovamento di conglomerato poligenico sulla volta delle gallerie indica degli episodi di riempimento: i soffitti e le pareti subirono processi di dissoluzione e corrosione locale evolvendosi in gallerie paragenetiche in regime di parafreaticità. Testimonianza di tale processo sono i canali di volta, le cupole di corrosione e le lenti di dissoluzione.

Con l'abbassamento rapido del livello di base, incominciò una fase essenzialmente erosiva che diede luogo a meandri e forre. L'attività idrica risulta in questa fase ridotta rispetto alla precedente, come dimostrato dalle minori dimensioni delle cavità. Con l'erosione dei depositi di riempimento si ebbe la trasformazione delle gallerie (Gallerie Superiori, Eccentriche e Tuono) verso morfologie derivate con crolli e colate parietali, particolarmente evidenti nelle zone di confluenza ove l'assestamento gravitativo determinava le premesse per i grandi ambienti ipogei delle future caverne Morpurgo, Taucer e Herborn.

Un ulteriore abbassamento veloce della tavola d'acqua rese sospesa la cavità, drenando le acque in quella che oggi è la grotta Fessura del Vento. Le parti attive in questo periodo erano i Meandri Nuovi (a quota 280 m) e piccole condotte discendenti, che dalla Sala Morpurgo alimentavano con limitati apporti idrici rami della Fessura del Vento.

Questa fase perdura ancor oggi, come dimostrano le morfologie a meandro e a forra alte e strette dei pochi tratti ancora attivi durante i periodi piovosi che si collegano con il sistema di gallerie che stanno venendo alla luce a quote inferiori di alcune decine di metri nella Grotta Martina Cucchi. Quest'ultima rappresenta probabilmente il tratto ancora attivo di tutto il complesso ipogeo esistente all'interno del Monte Stena.

### 3.3. Meteorologia ipogea

Mentre i rami più prossimi alla parete esterna (Galleria del Fango) sono caratterizzati da temperature d'aria e acqua intorno ai 13,5 °C ed escursioni termiche annuali di circa  $\pm 1$  °C, la temperatura d'aria e acqua nella parte interna della cavità è pressoché stabile tutto l'anno e diminuisce gradualmente verso le parti più interne. Nella Sala Morpurgo la temperatura dell'acqua è di  $12,3 \pm 0,2$  °C, mentre nella Galleria del Tuono e nella Caverna Martinolli è di  $11,6 \pm 0,15$  °C (misure annate 2003). L'andamento del CO<sub>2</sub> lungo l'asse principale della cavità aumenta in maniera regolare dall'ingresso verso i rami più profondi, e nella Sala Morpurgo varia nel corso dell'anno da 0,5 a 0,8 ppmv (misure annate 2003).

## 4. STUDIO DEGLI SPELEOTEMI

### 4.1. Campionamento

Nella grotta si sono prelevate 3 stalagmiti: due rinvenute già spezzate lungo la galleria iniziale (SV2 e SV3) e una (SV1) proveniente dalla Sala Morpurgo che si sviluppa tra le quote 335 e 355 m s.l.m. (Fig. 1). Le osservazioni petrografiche preliminari hanno orientato la scelta per le successive analisi su quest'ultima, che al momento del campionamento era attiva con un'alimentazione di una goccia ogni 9 secondi, proveniente dalla volta della caverna alta qui circa 30 metri. La stalagmite SV1 cresceva su un blocco di crollo decametrico e si è potuto asportarla nella sua completezza. La morfologia esterna è del tipo a candela, larga 12 cm e alta 27 cm. Il campione sezionato nella parte assiale (Fig. 6) presenta una chiara laminazione che, nella parte centrale, è pia-

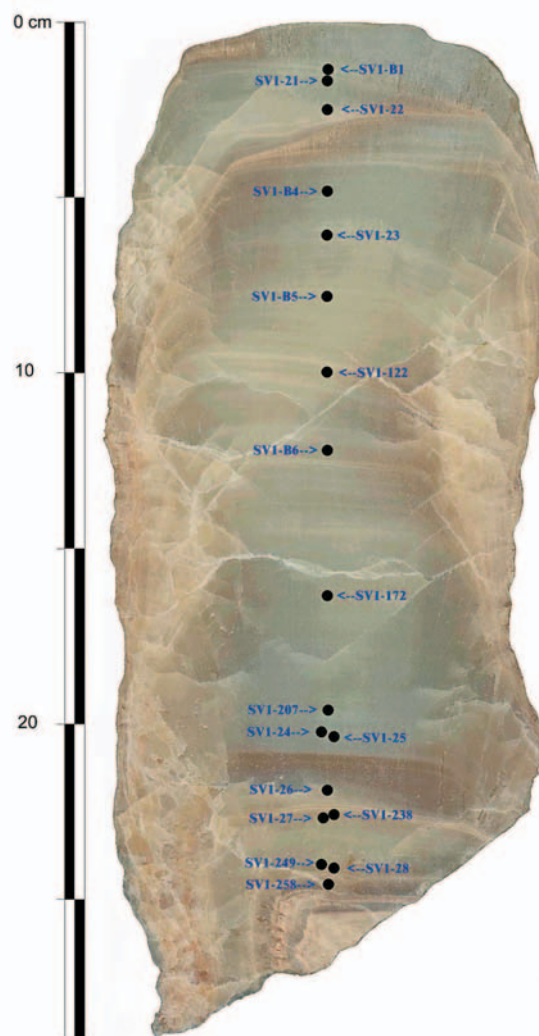


Fig. 6 - Sezione assiale della stalagmite SV1 con la posizione dei campioni datati.

Fig. 6 - The cut slab of stalagmite SV1, with the location of the U/Th samples.



noparallela e è dovuta sia a variazioni cromatiche tra le lamine o bande successive, sia alla presenza di sottili discontinuità evidenti soprattutto nella parte basale. In particolare, tra 260 mm e la base della stalagmite (al di sotto del campione SV1-258 – Fig. 6) si osservano ripetute interruzioni di crescita marcate da sottili livelli detritici. Per questo motivo il presente studio si è limitato ai 260 mm superiori. Discontinuità minori sono evidenti inoltre a -27 e a -234 mm dalla sommità della stalagmite, mentre tra 218 e 222 mm si nota una caratteristica banda color miele scuro che risalta sulla calcite bianco-gialla traslucida che caratterizza la maggior parte della stalagmite.

#### 4.2. Analisi petrografiche e microstratigrafia

Il riconoscimento delle caratteristiche tessiturali è stato effettuato in microscopia ottica su sezioni sottili consecutive ricavate lungo l'asse centrale, tramite ZEISS Axioscop e stereoscopio LEICA MZ16A. L'analisi petrografica evidenzia che la stalagmite è costituita interamente da calcite colonnare (Frisia *et al.* 2000) a basso contenuto di magnesio, costituita da sottili cristalli larghi da 0,15 a 0,5 mm e lunghi da qualche cm fino a tutta l'altezza della stalagmite (Fig. 7). La misura dello spessore delle lamine, effettuata nella parte mediana della stalagmite dove la struttu-

ra laminata è più chiara e definita, ha rivelato che le lamine sono annuali (cfr. Frisia *et al.* 2003) e il loro spessore medio corrisponde, all'interno dei margini di errore analitici delle datazioni U/Th, al tasso medio di crescita annuo calcolato attraverso le datazioni U/Th. Nella parte sommitale della concrezione sono invece presenti numerose interruzioni e livelli a lamine condensate che ne rendono difficoltosa la distinzione e il loro conteggio.

#### 4.3. Datazioni U/Th e modello di età

Sul campione SV1 sono state eseguite 18 datazioni U/Th utilizzando da 150 a 250 mg di calcite prelevati attraverso microsega diamantata dalla parte assiale del campione. I campioni, con l'aggiunta di 100 mg di *spike*  $^{236}\text{U} - ^{229}\text{Th}$ , sono stati dissolti in acido nitrico 7,5N e ossidati in  $\text{H}_2\text{O}_2$  per eliminare la materia organica presente. La soluzione, evaporata e ripresa in  $\text{HNO}_3$  7,5 N, è stata fatta passare in colonne con resine a scambio ionico per separare il torio dall'uranio. Le analisi sono state eseguite con spettrometro di massa multicollettore con sorgente al plasma (MC-ICPMS) "Nu Instruments" presso il Laboratorio di Geologia Isotopica dell'Università di Berna (Tab. 1). Per il calcolo delle età si sono utilizzate le costanti di decadimento in Cheng *et al.* (2000).

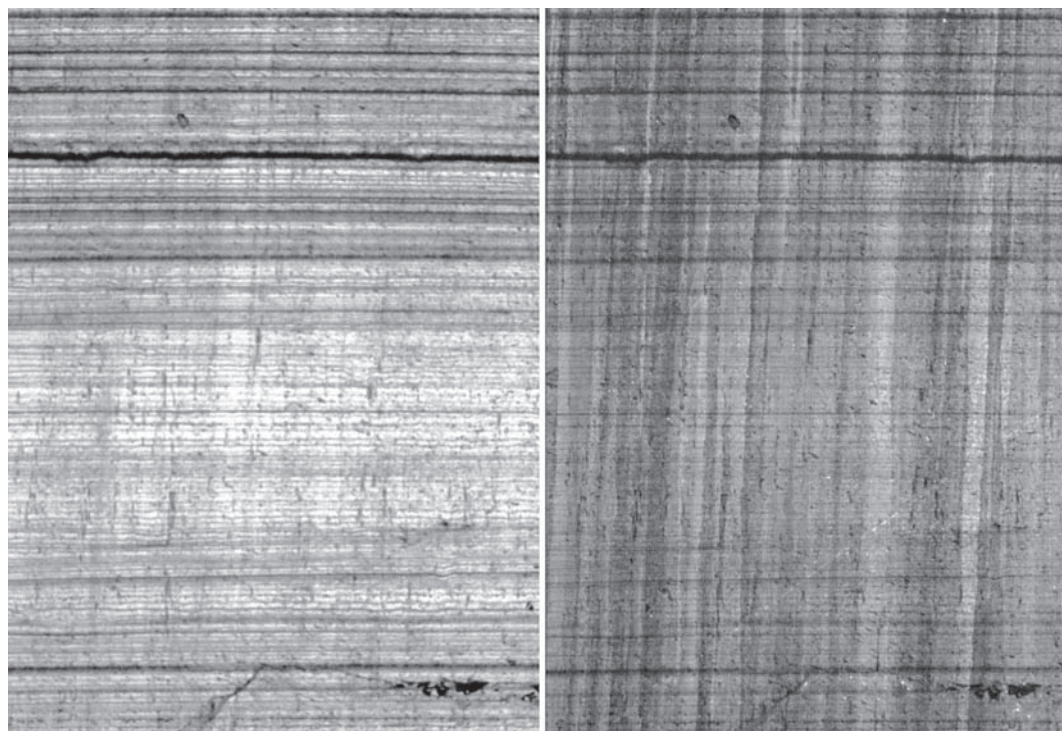


Fig. 7 - Sezione sottile della stalagmite SV1 a circa 100 mm dal top a luce parallela (sinistra) e a nicol incrociati (destra). Altezza delle fotografie = 7 mm.

Fig. 7 - Thin section of speleothem SV1 at around 100 mm from the top. Left: transmitted light; right: crossed polars. Height of the figure = 7 mm.

Tab. 1 - Risultati analisi isotopiche U/Th (errori  $2\sigma$  deviazione standard). Nell'ultima colonna sono riportate le età corrette, calcolate utilizzando un rapporto di attività  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  della frazione detritica pari a 1,34.

*Tab. 1 - Results of U/Th analyses (errors are quoted as  $2\sigma$  standard deviations). Age were corrected for initial thorium by utilising the  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  value of 1.34.*

| campione | dist  | U           | $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ | $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ | $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}_{(t=0)}$ | età         | età corr    |
|----------|-------|-------------|---------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|---|-------------|-------------|
|          | mm    | ppb         | rapporto di attività            |                                  |                                   |   | ka          | ka          |
| SV1-B1   | 14.5  | 172.5 ±0.49 | 0.9735 ±0.0034                  | 0.0139 ±0.0011                   | 7.5 ±0.57                         | 0.9735 ±0.003                           | 1.57 ±0.13  | 1.29 ±0.16  |
| SV1-21   | 18.5  | 178.9 ±0.46 | 0.9729 ±0.0034                  | 0.0178 ±0.0009                   | 13.1 ±0.65                        | 0.9728 ±0.003                           | 2.02 ±0.10  | 1.81 ±0.13  |
| SV1-22   | 27.5  | 195.9 ±0.56 | 0.9690 ±0.0039                  | 0.0258 ±0.0008                   | 7.6 ±0.25                         | 0.9688 ±0.004                           | 2.95 ±0.10  | 2.43 ±0.19  |
| SV1-B4   | 52.5  | 176.6 ±0.46 | 0.9732 ±0.0030                  | 0.0406 ±0.0015                   | 27.4 ±1.02                        | 0.9729 ±0.003                           | 4.65 ±0.17  | 4.43 ±0.20  |
| SV1-23   | 62.3  | 163.3 ±0.41 | 0.9745 ±0.0028                  | 0.0431 ±0.0011                   | 39.2 ±1.03                        | 0.9742 ±0.003                           | 4.94 ±0.13  | 4.78 ±0.15  |
| SV1-B5   | 83.8  | 220.8 ±0.56 | 0.9870 ±0.0018                  | 0.0523 ±0.0012                   | 28.2 ±0.65                        | 0.9868 ±0.002                           | 5.95 ±0.13  | 5.66 ±0.18  |
| SV1 122  | 103.0 | 192.4 ±0.54 | 0.9856 ±0.0055                  | 0.0704 ±0.0014                   | 18.1 ±0.38                        | 0.9853 ±0.006                           | 8.10 ±0.17  | 7.52 ±0.27  |
| SV1-B6r  | 127.0 | 168.5 ±0.84 | 1.0103 ±0.0110                  | 0.0771 ±0.0020                   | 29.6 ±1.62                        | 1.0110 ±0.011                           | 8.67 ±0.26  | 8.28 ±0.30  |
| SV1-172  | 172.0 | 154.9 ±0.48 | 1.0002 ±0.0070                  | 0.0859 ±0.0016                   | 25.9 ±0.51                        | 1.0002 ±0.007                           | 9.80 ±0.19  | 9.32 ±0.28  |
| SV1-207  | 207.0 | 168.6 ±0.49 | 1.0020 ±0.0053                  | 0.0959 ±0.0014                   | 30.9 ±0.50                        | 1.0021 ±0.006                           | 10.98 ±0.18 | 10.53 ±0.25 |
| SV1-24   | 214.0 | 160.4 ±0.42 | 0.9835 ±0.0042                  | 0.0926 ±0.0018                   | 69.7 ±1.51                        | 0.9829 ±0.004                           | 10.80 ±0.23 | 10.66 ±0.24 |
| SV1-25   | 215.0 | 175.9 ±0.46 | 0.9883 ±0.0044                  | 0.0940 ±0.0017                   | 50.0 ±1.08                        | 0.9879 ±0.005                           | 10.92 ±0.21 | 10.64 ±0.25 |
| SV1-26   | 230.0 | 151.1 ±0.40 | 0.9895 ±0.0039                  | 0.1196 ±0.0020                   | 27.0 ±0.58                        | 0.9890 ±0.004                           | 14.07 ±0.26 | 13.41 ±0.36 |
| SV1-238  | 238.0 | 179.5 ±0.47 | 1.0039 ±0.0032                  | 0.1282 ±0.0015                   | 53.9 ±0.71                        | 1.0040 ±0.003                           | 14.92 ±0.19 | 14.57 ±0.25 |
| SV1-27   | 239.2 | 193.2 ±0.50 | 0.9971 ±0.0036                  | 0.1266 ±0.0017                   | 86.3 ±1.32                        | 0.9969 ±0.004                           | 14.83 ±0.22 | 14.62 ±0.25 |
| SV1-249  | 249.0 | 159.6 ±0.40 | 1.0130 ±0.0036                  | 0.1469 ±0.0020                   | 11.6 ±0.17                        | 1.0136 ±0.004                           | 17.11 ±0.26 | 15.26 ±0.63 |
| SV1-28   | 250.0 | 188.1 ±0.48 | 1.0076 ±0.0027                  | 0.1331 ±0.0015                   | 103.3 ±2.24                       | 1.0080 ±0.003                           | 15.47 ±0.20 | 15.33 ±0.21 |
| SV1-258  | 257.5 | 146.3 ±0.40 | 1.0184 ±0.0041                  | 0.1589 ±0.0028                   | 11.8 ±0.22                        | 1.0194 ±0.004                           | 18.51 ±0.37 | 16.57 ±0.74 |

Tutti i campioni hanno mostrato un basso tenore di U, compreso tra 146 e 220 ppb, con un leggero trend positivo verso l'alto del campione. Considerato il basso rapporto di attività  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ , variabile tra 7 e 103, si è reso necessario correggere le età calcolate per il torio detritico: infatti, le età non corrette davano luogo ad alcune inversioni nella successione stratigrafica, particolarmente evidenti per i campioni SV1 -249 e -207 (Tab. 1, Fig. 8). Per fare ciò si sono utilizzate le coppie di datazioni effettuate nello stesso livello, o nelle immediate vicinanze l'uno dall'altro (SV1-24 e -25; SV1-238 e -27; SV1-249 e -28), e calcolato il rapporto di attività  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  della frazione detritica in grado di minimizzare lo scarto tra le tre coppie di età. Il rapporto di attività  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  della frazione detritica così calcolato risulta essere di  $1,34\pm 0,18$ , e comporta delle correzioni che variano dall'1% per i campioni meno contaminati (SV1 -24, -27, -28) fino a un massimo di 17% per i campioni più contaminati (SV1-B1 e SV1-22) (Tab.1). Il modello di età (Fig. 8) è stato quindi sviluppato tramite interpolazione lineare

tra i singoli valori corretti e utilizzando i valori medi delle 3 coppie di età (SV1-24 e 25; 238 e 27; 249 e 28). La crescita assiale è rimasta molto bassa, solitamente al di sotto di  $10\ \mu\text{m}/\text{anno}$ , fino a  $10,7\pm 0,24\ \text{ka}$ . Nell'intervallo tra  $\sim 10,7$  e  $\sim 7,6\ \text{ka}$  si registrano i tassi di crescita più elevati, compresi tra  $32$  e  $43\ \mu\text{m}/\text{anno}$ . Un secondo episodio di crescita veloce (tra  $24$  e  $28\ \mu\text{m}/\text{anno}$ ) è presente tra  $\sim 5,7$  e  $\sim 4,4\ \text{ka}$ , dopodiché la crescita rallenta per assestarsi intorno a  $11\ \mu\text{m}/\text{anno}$ .

#### 4.4. Isotopi stabili

Le analisi isotopiche sono state effettuate nel laboratorio dell'Università di Innsbruck sulla parte assiale del campione. La parte apicale, tra  $0$  e  $37\ \text{mm}$  dal top, è stata campionata tramite microtomo (*micromill*) con passo di  $0,3\ \text{mm}$  ( $107$  campioni), mentre tra  $37$  e  $265$  si è utilizzato un micro-trapano con punta da  $0,2\ \text{mm}$  per prelevare  $1$  campione ogni  $\text{mm}$  ( $238$  campioni, per un totale di  $345$  campioni). La tecnica del micro-trapano è stata utilizzata anche per cinque serie di  $9$  campioni



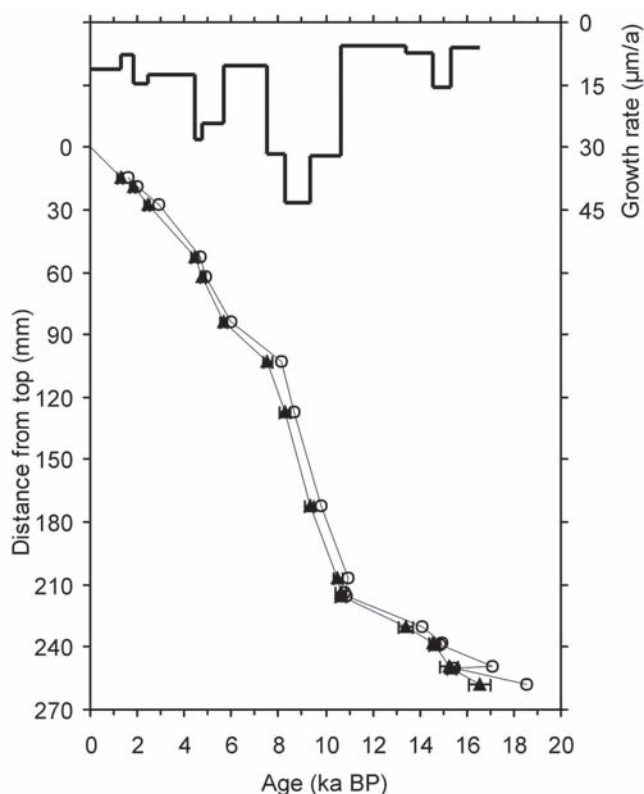


Fig. 8 - Modello di età e tasso medio di accrescimento della stalagmite SV1. I cerchi vuoti evidenziano le date non corrette, i triangoli pieni le età corrette per il torio detritico.

Fig. 8 - Age model and mean annual growth rate (left axis) for SV1 stalagmite. Open circles = uncorrected ages, triangles = ages corrected for detrital Th.

lungo singole lamine d'accrescimento rispettivamente a 12, 50, 144, 220 e 244 mm dal top (Hendy test), per riconoscere se la calcite si è formata in condizioni d'equilibrio isotopico. I campioni di polvere sono stati analizzati con un sistema di preparazione per carbonati *on-line* a flusso continuo (Gasbench II) collegato ad uno spettrometro di massa Finnigan Delta Plus XL. I risultati sono stati riportati relativamente allo standard Vienna Pedee Belemnite (VPDB) e la standardizzazione è stata ottenuta utilizzando lo standard NBS19. La precisione dei valori  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  espressa come deviazione standard  $1\sigma$  è inferiore a 0,10‰.

#### 4.4.1. Hendy test

I test effettuati lungo le singole lamine di crescita rivelano la sostanziale assenza di fattori cinetici (cfr. Hendy 1971) nella parte media e superiore della stalagmite (Fig. 9 A, B e C), mentre nel livello D e soprattutto in quello E si nota una certa covarianza tra  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ . Considerando però che in termini assoluti l'escursione totale è decisamente limitata ( $\pm 0,2\%$  in

$\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$ ), si può affermare che la calcite sia precipitata in condizioni di equilibrio isotopico tranne, forse, nei 2 cm basali, e che gli effetti cinetici siano trascurabili (cfr. Frisia 2005).

#### 4.4.2. Isotopi dell'ossigeno

Le serie isotopiche di ossigeno e carbonio in funzione del modello di età sono riportate in figura 10. In base al diverso passo di campionamento e tasso di crescita, si distingue una parte a bassa risoluzione tra 16,6 e 10,7 ka (un campione ogni 64-173 anni), una a risoluzione intermedia tra 10,7 e 2,5 ka (un campione ogni 23-93 anni) e una ad alta risoluzione tra 2,5 ka e oggi (un campione ogni 18-37 anni).

La sommità della stalagmite SV1 ha un valore di  $\delta^{18}\text{O}$  di  $-6,1\%$  (VPDB) che, considerato il frazionamento isotopico teorico tra calcite e acqua di percolazione alla temperatura di  $12,3\text{ }^\circ\text{C}$  della Caverna Morpurgo ( $+1,1\%$ ; cfr. Craig 1961), corrisponderebbe ad un valore teorico dell'acqua di percolazione di  $\delta^{18}\text{O} = -7,2\%$  (VSMOW). Questo valore concorda con la media di 7 misure dell'acqua di percolazione effettuate tra marzo e settembre 2003:  $\delta^{18}\text{O} = -7,28 \pm 0,22\%$  (VSMOW), e conferma la sostanziale assenza di frazionamento isotopico nella parte sommitale della concrezione, come evidenziato dagli Hendy test. Questa osservazione è confermata anche dalla corrispondenza tra il valore medio dell'acqua ipogea e la media ponderata delle acque piovane a Basovizza ( $\delta^{18}\text{O} = -7,36\%$  (VSMOW), cfr. Longinelli & Selmo 2003) situata a quota 397 metri s.l.m, poco distante dalla cavità.

Nel suo insieme, il profilo del  $\delta^{18}\text{O}$  si può suddividere in periodo tardiglaciale, tra 16,6 e 10,7 ka, caratterizzato da un marcato trend negativo da  $-4,45\%$  a 16,6 ka a  $-6,65\%$  a 10,7 ka, e un secondo tratto olocenico con trend positivo molto debole. Il tardiglaciale è caratterizzato da picchi negativi della durata di qualche centinaio di anni intorno a 15,5, 14,5, 13,7 e 12,4 ka. L'ultimo millennio registra invece una variabilità più marcata, con un picco negativo tra il 1400 e il 1800 AD, cui fa seguito una forte escursione positiva dal 1800 AD ad oggi.

#### 4.4.3. Isotopi del carbonio

Come per l'ossigeno, il profilo del  $\delta^{13}\text{C}$  si può suddividere in tre parti: il periodo tardiglaciale, tra 16,6 e 10,7 ka caratterizzato da un marcato trend negativo da  $-8,9\%$  a  $-11,3\%$ , una seconda parte olocenica tra 10,7 e 1,7 ka con trend negativo molto debole da  $-11,3\%$  a  $-11,9\%$ , e l'ultima parte da 1,7 ka ad oggi con un trend positivo da  $-11,9\%$  a  $-10,8\%$ . Il periodo tardiglaciale è inoltre caratterizzato da oscillazioni positive, la più marcata delle quali si realizza tra 12,2 e 11,2 ka in corrispondenza del livello color miele scuro della stalagmite (cfr. Figg. 6, 10).

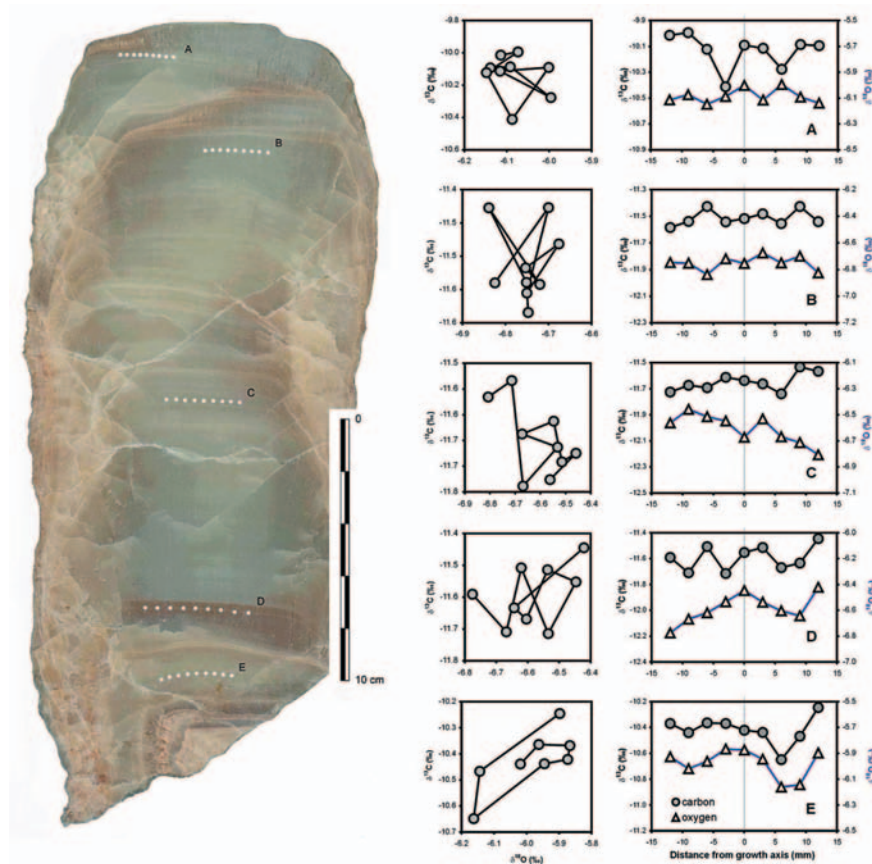


Fig. 9 - Posizione degli Hendy test a 12 (A), 50 (B), 144 (C), 220 (D) e 244 mm (E) dal top della stalagmite, con i relativi diagrammi isotopici.  
 Fig. 9 - Location of the "Hendy tests" at 12 (A), 50 (B), 144 (C), 220 (D) and 244 mm (E) from the stalagmite top with their isotope diagrams.

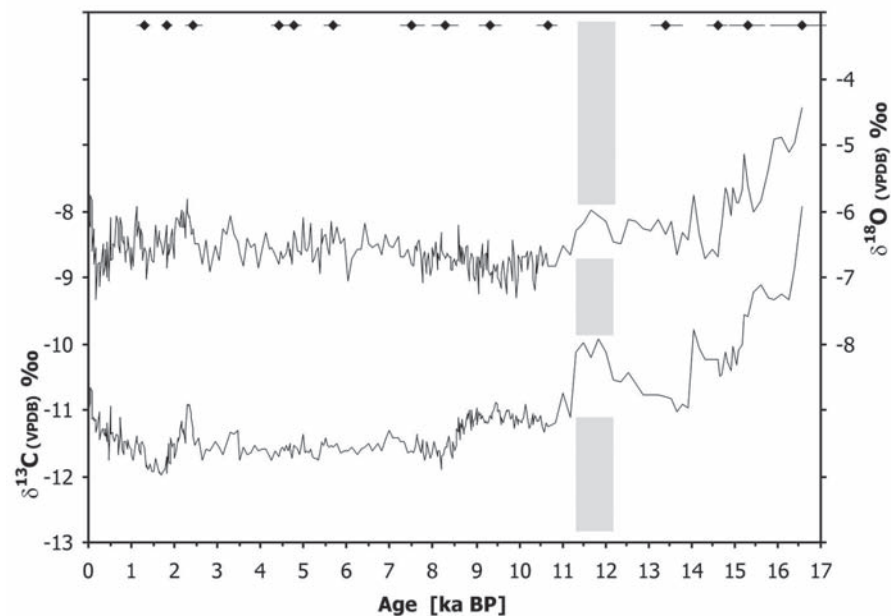


Fig. 10 - Composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio della stalagmite SV1. Nella parte alta del grafico sono riportate le posizioni delle datazioni U/Th con i rispettivi margini di errore (2σ). L'area evidenziata in grigio tra 12,2 e 11,2 ka corrisponde al livello color miele scuro della stalagmite (cfr. Fig. 6).  
 Fig. 10 - Oxygen and carbon isotopic composition of SV1 stalagmite. In the upper part of the diagram the position of the U/Th ages are shown with their error bars (2σ). The grey shaded area between 12.2 and 11.2 ka corresponds to the honey-coloured level in the stalagmite (cfr. Fig. 6).

I valori registrati per tutto l'Olocene nella SV1 ( $-11,44 \pm 0,22\%$ ) sono tipici di carbonati continentali che derivino il  $\text{CO}_2$  direttamente dal suolo, e riflettono una vegetazione al di sopra della cavità completamente di tipo C3 (cfr. Cerling *et al.* 1991; McDermott 2004).

## 5. DISCUSSIONE

Nell'interpretazione ambientale e climatica dei dati isotopici, la situazione attuale fornisce la chiave di lettura del passato (Darling 2004). Tuttavia per la Grotta Savi, che attualmente si trova in prossimità della costa adriatica, bisogna tenere conto che durante il periodo tardiglaciale la costa era almeno 500 km e 300 km più a sud (rispettivamente 16 ka e 12 ka BP), in quanto il livello del mare era situato a -120 e a -60 metri rispetto all'attuale (Antonioli 2005; Lambeck *et al.* 2004). La grotta si situava, quindi, in un contesto più continentale, possibilmente alpino. Partendo dal presupposto che il movimento generale delle masse d'aria in Europa in senso NW-SE sia rimasto pressoché invariato per gli ultimi 20.000 anni (Rozanski 1985), l'implicazione è che le acque meteoriche fossero più impoverite in ossigeno pesante rispetto a quelle attuali.

### 5.1. Calibrazione dei dati isotopici Olocenici con il Presente

Considerata l'assenza di frazionamento isotopico (§ 4.4.2.) e la buona risoluzione nella parte sommitale della stalagmite SV1, è possibile calibrare il record isotopico con i dati meteorologici strumentali e storici (Lauritzen & Lundberg 1999). Un primo tentativo effettuato con i record strumentali della stazione di Trieste (Camuffo & Pagan 2005) ha rivelato una scarsa correlazione tra i valori del  $\delta^{18}\text{O}$  e la piovosità media annua, sebbene il debole trend negativo della quantità di pioggia media annua dal 1840 sia rispecchiato da un trend positivo del  $\delta^{18}\text{O}$  della stalagmite per lo stesso intervallo temporale, indice dell'influenza dell'*amount effect*. Viceversa, il record delle temperature di Trieste è disponibile solo per gli ultimi 80 anni e non permette una correlazione significativa. Si è utilizzata pertanto la ricostruzione delle anomalie di temperatura degli ultimi 500 anni per l'area alpina pubblicata da Luterbacher *et al.* (2004) e calibrata per l'ultimo secolo su dati strumentali. L'andamento delle temperature (media mobile su 11 anni) si correla in maniera significativa con l'andamento del  $\delta^{18}\text{O}$  della stalagmite (Fig. 11): i picchi negativi corrispondono a picchi negativi del  $\delta^{18}\text{O}$ , e anche il forte trend positivo dal 1700 AD ad oggi è replicato nel trend del  $\delta^{18}\text{O}$ .

La relazione  $d\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}/dT$  è dunque positiva, e si può affermare che, negli ultimi 500 anni, una variazione positiva di  $0,4^\circ\text{C}$  della temperatura media

annua corrisponda a un incremento di circa  $1,0\%$  del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ . Un aumento nella temperatura media annua, agendo sulla temperatura di condensazione dei fronti nuvolosi, influisce sulla composizione isotopica del  $\delta^{18}\text{O}$  delle acque meteoriche con un gradiente di  $\sim 0,6\%/^\circ\text{C}$  (cfr. McDermott 2004), sebbene il frazionamento tra acqua e calcite  $d\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}/dT$  (che alla temperatura media della grotta risulta di  $-0,22\%/^\circ\text{C}$ ; cfr. O'Neill *et al.* 1969) riduca la correlazione  $d\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}/dT$  a circa  $0,4\%/^\circ\text{C}$ . Un ulteriore fattore di arricchimento isotopico nelle aree mediterranee semiaride è attribuibile all'evapotraspirazione al suolo e nella zona insatura che arricchisce in  $^{18}\text{O}$  le acque di infiltrazione. Considerati nell'insieme i tre processi (segnale acque meteoriche, evapotraspirazione, frazionamento acqua-calcite), si può pertanto affermare che in un contesto quale l'altipiano del Monte Stena, caratterizzato da una vegetazione a prevalente landa carsica (§ 2.2.), i fattori che maggiormente influiscono sulla composizione isotopica del  $\delta^{18}\text{O}$  negli speleotemi formati in condizioni di equilibrio isotopico siano il segnale delle acque meteoriche e l'evapotraspirazione, entrambi caratterizzati da un  $d\delta^{18}\text{O}/dT$  positivo.

Pertanto, sebbene i test di frazionamento isotopico non coprano con continuità tutto l'Olocene (§ 4.4.1.), la generale assenza di correlazione nei picchi del  $\delta^{18}\text{O}$  e del  $\delta^{13}\text{C}$  suggerisce un'interpretazione in termini di temperatura del record del  $\delta^{18}\text{O}$  per gli ultimi 10 ka. In questo senso il leggero trend positivo degli isotopi dell'ossigeno si può interpretare come un progressivo e lento riscaldamento per tutto l'Olocene, con temperature massime durante l'epoca Romana tra il 400 AC e il 50 AD (Roman Warm Period = RWP, cfr. Fig. 11) e un forte riscaldamento negli ultimi 200 anni. Negli ultimi 2000 anni il periodo più freddo risulterebbe l'intervallo tra 1500 e 1850 AD, corrispondente alla Piccola Età Glaciale (Little Ice Age = LIA), mentre nel periodo medievale si distinguono un momento freddo tra il 900 e il 1200 AD (Medieval Cold Period = MCP) e un intervallo caldo tra il 1200 e il 1350 AD (Medieval Warm Period = MWP). Un'interpretazione analoga per una stalagmite proveniente dalla costa Atlantica dell'Irlanda per gli ultimi 3000 anni è proposta in McDermott *et al.* (2001).

La ricostruzione del trend olocenico di temperatura dal  $\delta^{18}\text{O}$  della stalagmite SV1 riflette anche l'andamento della temperatura invernale ricostruito da dati pollinici per il settore Centro Occidentale dell'Europa che comprende la regione del Carso Triestino (Davis *et al.* 2003). Il settore centro-orientale adiacente (Slovenia e bacino pannonico), invece, è contraddistinto da un declino delle temperature invernale ed estiva a partire da 6000 BP, mentre il settore mediterraneo mostra un costante innalzamento delle temperature estive da 8000 BP. Si può ipotizzare, quindi, che il segnale  $\delta^{18}\text{O}$  registrato dalla stalagmite SV1 sia modulato soprattutto dalle temperature invernali.



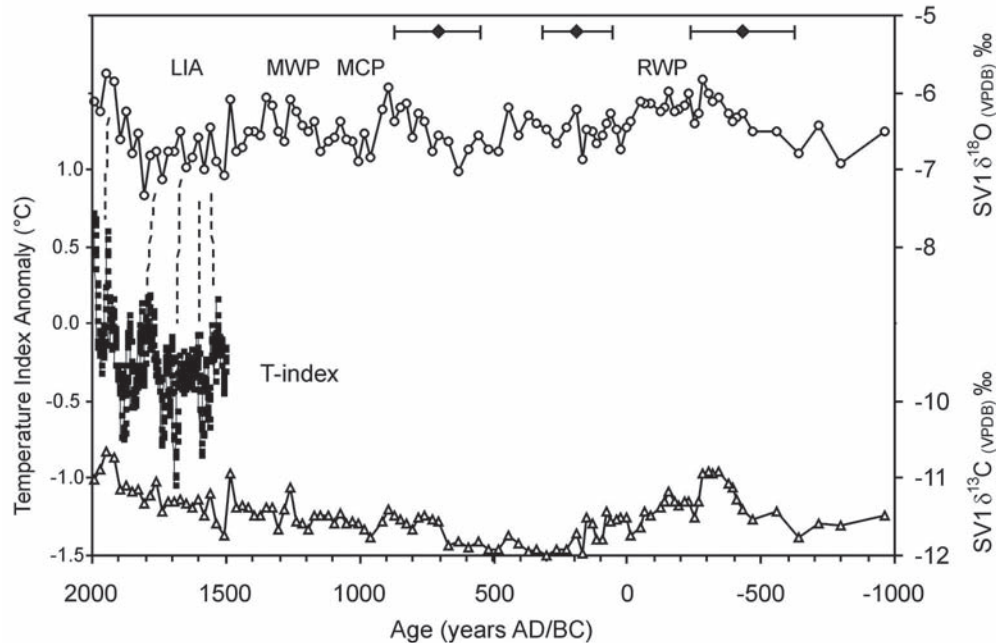


Fig. 11 - Correlazione tra gli isotopi della stalagmite SV1 e l'anomalia media annua della temperatura ricostruita per l'arco Alpino (dati da Luterbacher *et al.* 2004, media mobile 11 anni). Nella parte alta del grafico sono riportate le posizioni delle datazioni U/Th della stalagmite con i rispettivi margini di errore ( $2\sigma$ ). (LIA = Piccola Età Glaciale; MWP = Periodo caldo Medievale; MCP = Periodo freddo Medievale; RWP = Periodo caldo età romana).

Fig. 11 - Correlation between the isotope records of SV1 stalagmite and the reconstructed Alpine annual temperature anomaly (data from Luterbacher *et al.* 2004, running mean mobile 11 years). In the upper part of the diagram the position of the U/Th ages in SV1 are plotted with their error bars ( $2\sigma$ ). (LIA = Little Ice Age; MWP = Medieval Warm Period; MCP = Medieval Cold Period; RWP = Roman Warm Period).

## 5.2. Il Tardiglaciale

Per questo intervallo gli HENDY test hanno evidenziato un leggero disequilibrio isotopico in alcune parti della stalagmite, suggerendo che la precipitazione della calcite è stata, almeno in parte, condizionata da effetti cinetici.

Il confronto con il record del  $\delta^{18}\text{O}$  del ghiaccio della carota GISP2 della Groenlandia (Grootes *et al.* 1993) mostra un sostanziale accordo tra le due serie (Fig. 12), con picchi negativi del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ghiaccio}}$  (che riflettono una temperatura più fredda in Groenlandia) corrispondenti a picchi positivi del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ . Pertanto, la correlazione  $d\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}/dT$  risulta negativa, contrariamente a quanto succede per tutto l'Olocene. È in ogni caso rimarchevole la sostanziale sincronicità, all'interno del margine d'errore delle datazioni U/Th, tra i due record isotopici per l'interstadiale Bølling-Allerød, tra ~14,7 e ~12,7 ka e per l'evento freddo del Dryas Recente tra ~12,7 e ~11,3. In particolare, l'evento Dryas Recente è registrato nella stalagmite SV1 da un tasso di crescita assiale estremamente basso ( $< 8 \mu\text{m}/\text{anno}$ ) e da un incremento di +1‰ nel  $\delta^{13}\text{C}$ , mentre il picco positivo del  $\delta^{18}\text{O}$  non risulta così evidente.

L'andamento generale è analogo anche al record composito del  $\delta^{18}\text{O}$  degli speleotemi della grotta

di Soreq in Israele (Bar-Matthews *et al.* 1997), che mostra la stessa relazione negativa  $d\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}/dT$  (Fig. 12). In questo caso la correlazione è buona per gran parte dell'Olocene, ed è evidenziata dal picco positivo intorno a 8,2 ka (evento freddo) e al picco più negativo (evento caldo?) intorno a 4,5 ka. Essendo il record isotopico della Grotta di Soreq sensibile soprattutto alle variazioni della piovosità, con un'anticorrelazione lineare tra  $\delta^{18}\text{O}$  dell'acqua di percolazione e la precipitazione media annua (Bar-Matthews *et al.* 1997) quantificata intorno a -1‰ per un aumento di 280 mm nelle precipitazioni medie annue (nell'intervallo tra 500 e 1200 mm di pioggia), si può suggerire che anche per la Grotta Savi valga questa correlazione, almeno per il periodo tra 17 e 8 ka quando il livello del mare era sensibilmente più basso e la grotta in condizioni più continentali (Antonioli 2005; Lambeck *et al.* 2004). In questa situazione è plausibile che  $\delta^{18}\text{O}$  dell'acqua di percolazione riflettesse più la quantità di precipitazione media annua che non la temperatura.

Un altro aspetto da considerare è il contesto climatico tardiglaciale della Grotta Savi che, in conseguenza della maggiore lontananza dalla costa, era differente da quello Olocenico e attuale. È probabile, pertanto, che le traiettorie dei fronti nuvolosi nel tardiglaciale differissero dalle attuali, in relazione a un blocco

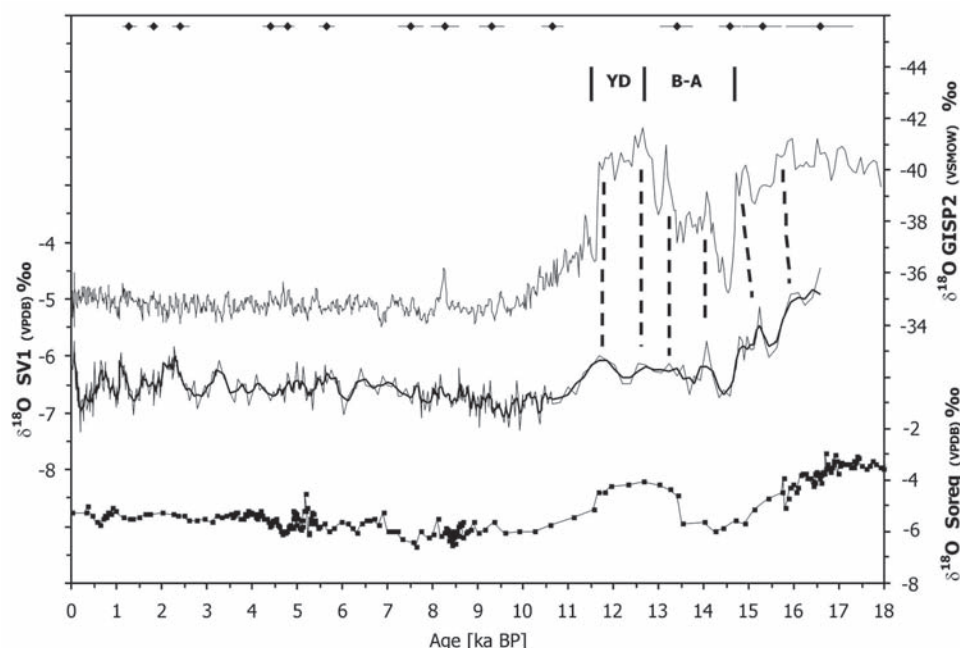


Fig. 12 - Correlazione tra isotopi dell'ossigeno della stalagmite SV1, del carotaggio GISP2 nella calotta glaciale della Groenlandia (scala invertita) (Grootes *et al.* 1993) e del record composto degli speleotemi della grotta di Soreq in Israele (Bar-Matthews *et al.* 1997). Nella parte alta del grafico sono riportate le posizioni delle datazioni U/Th della stalagmite SV1 con i rispettivi margini di errore ( $2\sigma$ ). (YD = Dryas recente; B-A = interstadiale Bølling-Allerød).

Fig. 12 - Correlation between the oxygen isotope records of SV1 stalagmite, the Greenland GISP2 ice core (note inverted scale) (Grootes *et al.* 1993) and the composite speleothem record from Soreq Cave in Israel (Bar-Matthews *et al.* 1997). In the upper part of the diagram the position of the U/Th ages of SV1 are plotted with their error bars ( $2\sigma$ ). (YD = Younger Dryas; B-A = Bølling-Allerød interstadial).

nella circolazione delle masse d'aria provenienti dal Nord Atlantico. Questa situazione influenzerebbe la stagionalità del ricarica, con variazioni fino a 2‰, sul valore del  $\delta^{18}\text{O}$  delle acque meteoriche.

È noto che il Dryas Recente è stato un periodo di grande aridità nell'area Medio Orientale e Centro-Europea, sebbene le temperature estive fossero talora più elevate delle attuali come si evince dai dati pollinici (Davis *et al.* 2003). In particolare, il settore sud-orientale presenta una covarianza positiva delle temperature estive e invernali, mentre il settore centro-orientale, cui appartiene anche la Grotta Savi, è caratterizzato da inverni freddi ed estati molto calde (Darling 2004) che possono incrementare l'evapotraspirazione al suolo. La combinazione di questi due effetti climatici spiegherebbe perché nel Dryas Recente i valori del  $\delta^{18}\text{O}$  della calcite della SV1 siano simili a quelli attuali, cioè di un contesto climatico caldo.

## 6. CONCLUSIONI

La stalagmite SV1 della Grotta Savi rappresenta il primo record di speleotema italiano ed europeo che copra con continuità l'intervallo Tardiglaciale-Olocene. La stalagmite, alta 27 cm, ha iniziato a formarsi in-

torno a  $16,6 \pm 0,73$  ka, ma la crescita assiale è rimasta molto bassa, solitamente al di sotto di  $10 \mu\text{m}/\text{anno}$ , fino al termine del periodo freddo del Dryas Recente. Nell'intervallo tra  $\sim 10,7$  e  $\sim 7,6$  ka si registrano i tassi di crescita più elevati, compresi tra  $30$  e  $44 \mu\text{m}/\text{anno}$ . Un secondo episodio di crescita veloce (tra  $23$  e  $29 \mu\text{m}/\text{anno}$ ) è presente tra  $\sim 5,7$  e  $\sim 4,4$  ka, dopodiché la crescita rallenta per assestarsi intorno a  $11 \mu\text{m}/\text{anno}$ .

Il record isotopico del  $\delta^{18}\text{O}$  della stalagmite riflette sostanzialmente la quantità d'acqua che alimentava la stalagmite, a sua volta legata alla piovosità media annua e all'evapotraspirazione in superficie. Nel suo insieme l'intero record si correla positivamente con il record del  $\delta^{18}\text{O}$  degli speleotemi della grotta di Soreq in Israele (Bar-Matthews *et al.* 1997) e è anticorrelato al record del  $\delta^{18}\text{O}$  del ghiaccio della carota GISP2 della Groenlandia (Grootes *et al.* 1993) sebbene, rispetto ad ambedue i record, le escursioni in termini assoluti nella SV1 siano molto più attenuate.

Per la parte più recente della stalagmite si è verificata una correlazione positiva tra  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$  e temperatura media annua ricostruita per gli ultimi 500 anni per l'area alpina (Luterbacher *et al.* 2004): i picchi negativi di temperatura corrispondono a picchi negativi del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ , e il forte trend positivo nelle temperature dal 1800 AD a oggi è replicato nel trend del  $\delta^{18}\text{O}$ .

## RINGRAZIAMENTI

Lavoro eseguito nell'ambito del programma COFIN 2000 "Ricostruzione dell'evoluzione climatica e ambientale ad alta risoluzione da concrezioni di grotta lungo una traversa N-S in Italia con particolare riferimento all'intervallo Tardiglaciale-attuale", coordinato dal Prof. U. Sauro e con finanziamento MURST 60%, responsabile Luca Zini. Parte della ricerca è stata condotta anche nell'ambito del Progetto AQUAPAST, responsabile Silvia Frisia, finanziato dalla Provincia Autonoma di Trento.

## BIBLIOGRAFIA

- Antonoli F., 2005 - Variazioni del livello del mare nell'ultimo semiciclo glaciale ottenute da speleotemi in grotte sommerse di aree costiere italiane (in questo volume).
- Bar-Matthews M., Ayalon A. & Kaufman A., 1997 - Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from stable isotope analysis of speleothems in Soreq Cave Israel. *Quaternary Research*, 47: 155-168.
- Camuffo D. & Pagan E., 2005 - Analisi di serie storiche di temperatura e precipitazione in località prossime agli speleotemi (in questo volume).
- Cerling T.E., Quade J., Solomon D.K. & Bowman J.R., 1991 - On the carbon isotopic composition of soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3403-3405.
- Cheng H., Edwards R.L., Hoff J., Gallup C.D., Richards D.A. & Asmeron Y., 2000 - The half-lives of uranium-234 and thorium-230, *Chem. Geol.*, 169: 17-33.
- Craig H., 1961 - Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.
- Cucchi F., Pirini Radrizzani C. & Pugliese N., 1987a - The carbonate stratigraphic sequence of the Karst of Trieste. *Mem. Soc. Geol. It.*, XL: 21-34.
- Cucchi F., Vaia F. & Finocchiaro F., 1987b - The geology of the T. Rosandra Valley. *Mem. Soc. Geol. It.*, XL: 67-72.
- Cucchi F., Potleca M. & Zini L., 1998 - Origin and development of cave system in the Rosandra Valley (Classical Karst - Italy). *Acta Carsologica*, 27/2: 63-74.
- Cucchi F., Forti P., Marinetti E. & Zini L., 2000 - Recent developments in knowledge of the hydrogeology of the "Classical Karst". *Acta Carsologica*, 29, 1-4: 55-78.
- Cucchi F. & Zini L., 2002 - Considerations on the speleogenesis in the Trieste Classical Karst. *Mem. Soc. Geol. It.*, 57: 481-486.
- Darling W.G., 2004 - Hydrological factors in the interpretation of stable isotopic proxy data present and past: a European perspective. *Quat. Sci. Rev.*, 23: 743-770.
- Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J. & Data Contributors, 2003 - The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quat. Sci. Rev.*, 22: 1701-1716.
- Feoli-Chiapella L. & Poldini L., 1985 - Contributi floristici dal Friuli - Venezia Giulia, *Gortania, Atti Museo Friul. Storia Nat.*, 7: 189-122.
- Frisia S., 2005 - Gli isotopi stabili negli speleotemi (in questo volume).
- Frisia S., Borsato A., Fairchild I.J. & McDermott F., 2000 - Calcite fabrics, growth mechanisms, and environments of formation in speleothems from the Italian Alps and southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (5): 1183-1196.
- Frisia S., Borsato A., Preto N., & McDermott F., 2003 - Late Holocene annual growth in three Alpine stalagmites records the influence of solar activity and the North Atlantic Oscillation on winter climate. *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 411-424.
- Groote P.M., Stuiver M., White J.W.C., Johnsen S. & Jouzel J.J., 1993 - Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Hendy C.H., 1971 - The isotopic composition of speleothems - I. The calculations of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimatic indicators. *Geoc. Cosmoc. Acta*, 35: 801-824.
- Lambeck K., Antonoli F., Purcell A., Silenzi S., 2004 - Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs. *Quaternary Science Review*, 23: 1567-1598.
- Lauritzen S.E. & Lundberg J., 1999 - Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene*, 9: 659-669.
- Longinelli A. & Selmo E., 2003 - Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *Journal of Hydrology*, 270: 75-88.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M. & Wanner H., 2004 - European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303: 1499-1503.
- McDermott F., 2004 - Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23: 901-918.
- McDermott F., Frisia S., Yiming H., Longinelli A., Spiro B., Heaton T.H.E., Hawkesworth C.J., Borsato A., Keppens E., Fairchild I.J., van der Borg K., Verheyden S. & Selmo E., 1999 - Holocene climate variability in Europe: evidence from  $\delta^{18}\text{O}$ , textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quaternary Science Reviews*, 18: 1021-1038.
- McDermott F., Matthey D.P. & Hawkesworth C.J., 2001 - Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  record from SW Ireland. *Science*, 294: 1328-1331.
- O'Neil J.R., Clayton R.N. & Mayeda T.K., 1969 - Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.
- Placer L., 1981 - Geologic structure of S.W. Slovenia. *Geologija*, 24/1: 27-60.



Poldini L., Gioitti G., Martini F. & Budin S., 1980 -  
*Introduzione alla flora e alla vegetazione del Carso.*  
*Carsiana - Giardino botanico.* Ed. Lint, Trieste: 1-  
306.

Rozanski K., 1985 - Deuterium and Oxygen-18 in European  
groundwaters – links to atmospheric circulation in the  
past. *Chemical Geology – Isotope Geoscience Section*,  
52: 349-363.