

Approfondimenti



Grotte e mulini glaciali

Giovanni Badino, Leonardo Piccini

Contenuto: Morfologia e formazione delle grotte nei ghiacciai.

Contents: Morphology and origin of glacier caves.

Key-words: ghiacciai, pseudocarsimo, cavita endoglaciali, glaciers, pseudokarst, englacial caves.

Year: 1999

Reference: www.laventa.it,

GROTTE E MULINI GLACIALI

GIOVANNI BADINO, LEONARDO PICCINI

La Venta Esplorazioni Geografiche

Riassunto

Le ricerche condotte in varie aree del globo da speleologi italiani in cavità endoglaciali permettono di tracciare un primo consuntivo dei risultati raggiunti. Esse hanno riguardato da un parte morfologia e idrodinamica dei mulini glaciali, dall'altra l'analisi numerica della loro fenomenologia. Dalle osservazioni effettuate risulta che i mulini glaciali si trovano soprattutto su lingue glaciali estese, subpianeggianti e poco crepacciate; le forme osservate sono del tutto analoghe a quelle di inghiottitoi carsici. A profondità variabili da 70 a 150 m si raggiunge la superficie di falde idriche il cui livello è soggetto a variazioni in funzione dell'alimentazione e della deformazione plastica del reticolo di gallerie sommerse. I modelli numerici mostrano che le acque assorbite dai mulini fluiscono a profondità di 100-150 m attraverso una rete di condotte con struttura "ad albero" connettente i vari mulini. Modelli ed osservazioni dirette concordano nel mostrare che in inverno, con il cessare della alimentazione, i reticoli di gallerie tendono a collassare a profondità superiori a 50-60 m, spingendo su l'acqua in essi contenuta sino in prossimità della superficie.

Parole chiave: Idrologia, Ghiacciai, Speleogenesi, Criocarsismo

Key words: Hydrology, Glaciers, Speleogenesis, Criokarst

INTRODUZIONE

L'esplorazione delle cavità scavate all'interno dei ghiacciai sta aprendo un nuovo ed affascinante fronte della glaciologia. In questo campo i ricercatori italiani, provenienti dall'ambiente della speleologia, e in particolare quelli che operano all'interno dell'Associazione La Venta, sono i più attivi al mondo.

Da una decina d'anni, la Union International de Speleologie ha istituito un'apposita commissione, denominata International Working Group on Glacier Caves and Karts in Polar Regions, che si occupa di indirizzare le ricerche in questo campo. Nonostante i molti progressi compiuti in questa disciplina, molti quesiti riguardo l'origine e lo sviluppo delle grotte glaciali rimangono insoluti. Si può dire perciò che i risultati ottenuti sino ad oggi sono molto interessanti dal punto di vista esplorativo, ma non ancora del tutto soddisfacenti dal punto di vista scientifico. I principali motivi risiedono nelle difficoltà oggettive di accesso e di esplorazione ma anche nella inadeguatezza dei mezzi economici e tecnici.

CENNI STORICI

L'interesse scientifico per le cavità glaciali nasce verso la metà del 19° secolo, insieme alla moderna glaciologia. Le difficoltà tecniche di accesso, praticamente insormontabili con i mezzi di allora, limitano i primi approcci esplorativi alle poche bocche dei torrenti sub-glaciali più accessibili. La prima discesa documentata in un mulino glaciale è quella di Vallot che alla fine del secolo scorso riesce, in un isolato tentativo, a scendere per una profondità di 60 m nel "Grand Mulin" della Mer de Glace.

Dopo un lungo periodo di oblio, le grotte endoglaciali vengono riscoperte all'inizio degli anni '80 da piccoli gruppi di speleologi, ai quali non sfuggono le somiglianze tra l'idrologia interna di un ghiacciaio e quella di un massiccio carsico. Sulla base delle evidenti analogie viene ipotizzata l'esistenza di vasti sistemi di condotte sub-glaciali che portano l'acqua dagli inghiottitoi verso la "risorgenza", ovvero la bocca glaciale. I primi gruppi organizzati che iniziano a praticare questa nuova disciplina, che possiamo chiamare glacio-speleologia, vengono da Francia, Italia, Svizzera, e Polonia (i Paesi che vantano le migliori scuole di speleologia alpina), ed operano principalmente sui ghiacciai delle Alpi, in Islanda e alle Isole Svalbard.

Il gruppo di ricercatori italiani, dopo qualche tentativo sul Ghiacciaio del Miage agli inizi degli anni '80, trova nel Ghiacciaio del Gorner, in Svizzera, il terreno ideale per affinare tecniche di esplorazione e compiere le prime osservazioni. Nelle campagne compiute negli anni '85, '86 e '89 vengono esplorati una ventina di mulini glaciali, fino a profondità di circa 140 m. Nell'89 viene

scoperta ed esplorata una complessa cavità epidermica sub-orizzontale, di circa 200 m di sviluppo, al margine del ghiacciaio.

A queste esplorazioni fanno seguito le prime spedizioni all'estero che hanno interessato diversi ghiacciai tra i quali ricordiamo: il Biafo e il Batura in Karakorum (1987, 1993), l' Enilchek in Pamir (1992). Successivamente vengono compiute numerose spedizioni sui ghiacciai della Patagonia, che si rivelano i più interessanti al mondo per questo tipo di ricerche. Numerose sono le spedizioni organizzate dall'Associazione La Venta sui principali ghiacciai patagonici: il Moreno (1994), il Marconi (1995), il Viedma (1998) e il Tyndall (2000).

Nel febbraio del 2000 una spedizione leggera, sempre organizzata dalla Associazione La Venta, si è recata in Antartide, nella penisola di King George, dimostrando la presenza di grotte glaciali anche al di sotto del circolo polare antartico.



Fif. 1) Il percorso di un torrente epiglaciale (bedière) che si getta in un mulino (Gorner, Svizzera, foto L. Piccini)

CAVITÀ GLACIALI

Tralasciando le cavità che hanno origine per fenomeni meccanici di distensione (i crepacci) le cavità glaciali di fusione possono essere distinte, da un punto di vista morfologico, in due categorie principali: cavità di contatto, che si formano tra il ghiacciaio e il substrato roccioso (grotte subglaciali), e cavità endoglaciali (o intraglaciali), che si sviluppano all'interno del ghiacciaio.

Le cavità di contatto si formano soprattutto ai margini dei ghiacciai ad opera di acque di ruscellamento che entrano lungo i suoi fianchi della coltre glaciale, o che ne escono alla bocca.

Le prime hanno generalmente dimensioni modeste poiché le acque vengono rapidamente assorbite dal letto detritico; può succedere però che la presenza di più ingressi inneschi una circolazione d'aria che può ampliare i condotti originatisi in un primo tempo per l'intrusione delle acque. Le cavità che invece si formano in corrispondenza delle bocche dei torrenti sub-glaciali hanno dimensioni talvolta colossali in larghezza, ma sviluppo longitudinale che solo in qualche caso raggiunge o supera il centinaio di m (ad esempio nei ghiacciai Batura ed Enilcheck).

Tra le cavità di contatto rientrano anche quelle che si formano al di sotto di masse glaciali che coprono aree con vulcanismo attivo. In questo caso l'emanazione di acque e vapori caldi, o il semplice calore della roccia, provocano la fusione del ghiaccio con la formazione di cavità labirintiche il cui sviluppo può essere anche di diverse centinaia di metri (come ad esempio in Islanda e nelle Montagne Rocciose). Si tratta però di fenomeni che non sono strettamente legati alla dinamica dei ghiacciai e che quindi non vengono considerati in questa breve nota.

Le cavità più interessanti, sia da un punto di vista esplorativo che scientifico, sono quelle endoglaciali vere e proprie, poiché consentono di studiare alcuni dei processi fondamentali che regolano la dinamica dei ghiacciai. Le porte d'accesso a questi sistemi ipoglaciali sono i mulini glaciali.

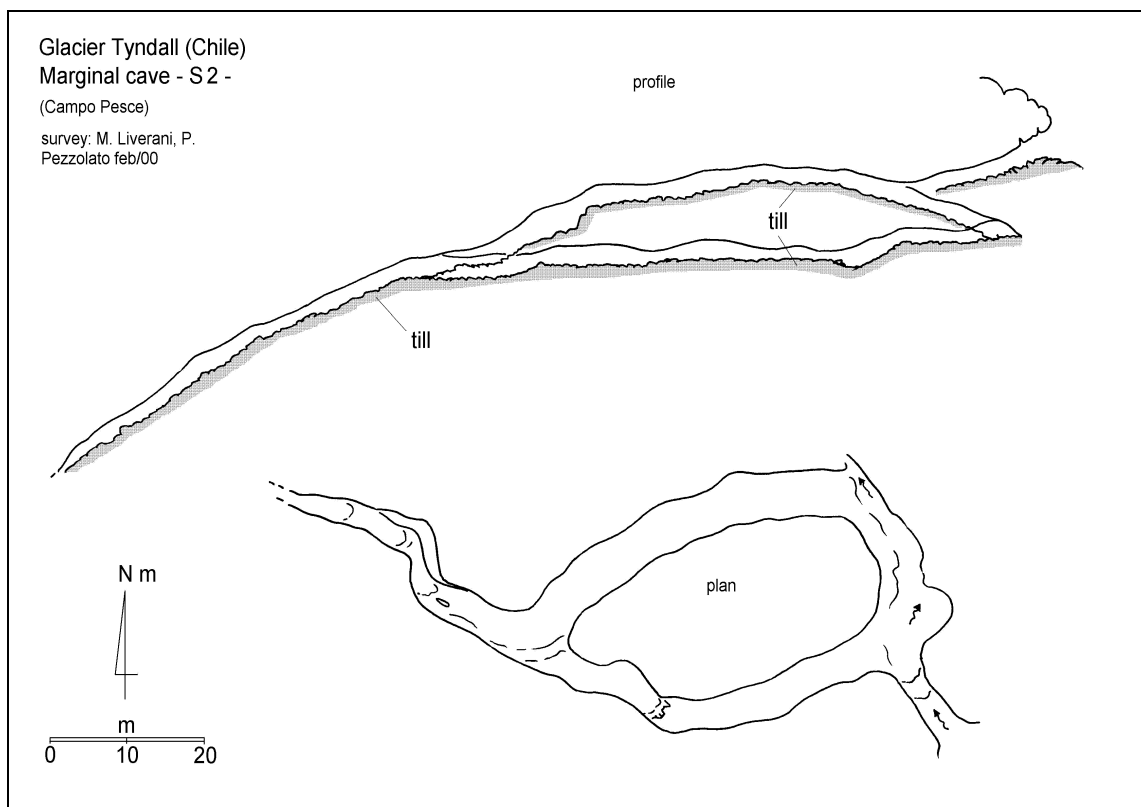


Fig. 2) Una cavità di contatto ai margini del ghiacciaio Tyndall, in Patagonia (2000)

I MULINI GLACIALI

L'esplorazione di oltre duecento mulini glaciali in ghiacciai alpini, himalayani e patagonici, ha permesso di determinarne quelli che sono i caratteri morfologici ricorrenti.

I mulini glaciali si aprono soprattutto su lingue glaciali estese, a scarsa pendenza e poco crepacciate, appartenenti ad apparati glaciali prevalentemente vallivi di ambiente temperato o subpolare. Gli ingressi hanno origine per l'assorbimento concentrato delle acque di fusione superficiale (ablazione) canalizzate in torrenti epiglaciali.

Per questa ragione i mulini non si formano nelle zone ricche di crepacci ove le acque di fusione vengono assorbite in modo diffuso e non danno luogo a ruscellamento canalizzato. Il processo che dà origine ad un mulino glaciale non è ancora ben chiaro.

E' stato più volte riscontrato che i mulini, soprattutto quelli di dimensioni maggiori, tendono a formarsi sempre nella medesima posizione, e quindi devono necessariamente essere legati a situazioni tensionali particolari indotte dalla morfologia del substrato o dal moto reciproco di lingue glaciali confluenti che scorrono con velocità diverse. Lo scorrimento differenziale di lingue adiacenti può avere un ruolo molto importante: è probabile che l'attrito generi un processo di fusione che da una parte deprime la superficie esterna, rendendola zona di richiamo delle acque di ruscellamento, dall'altra inneschi la formazione di un proto-reticolo interno di drenaggio che verrà successivamente ampliato.

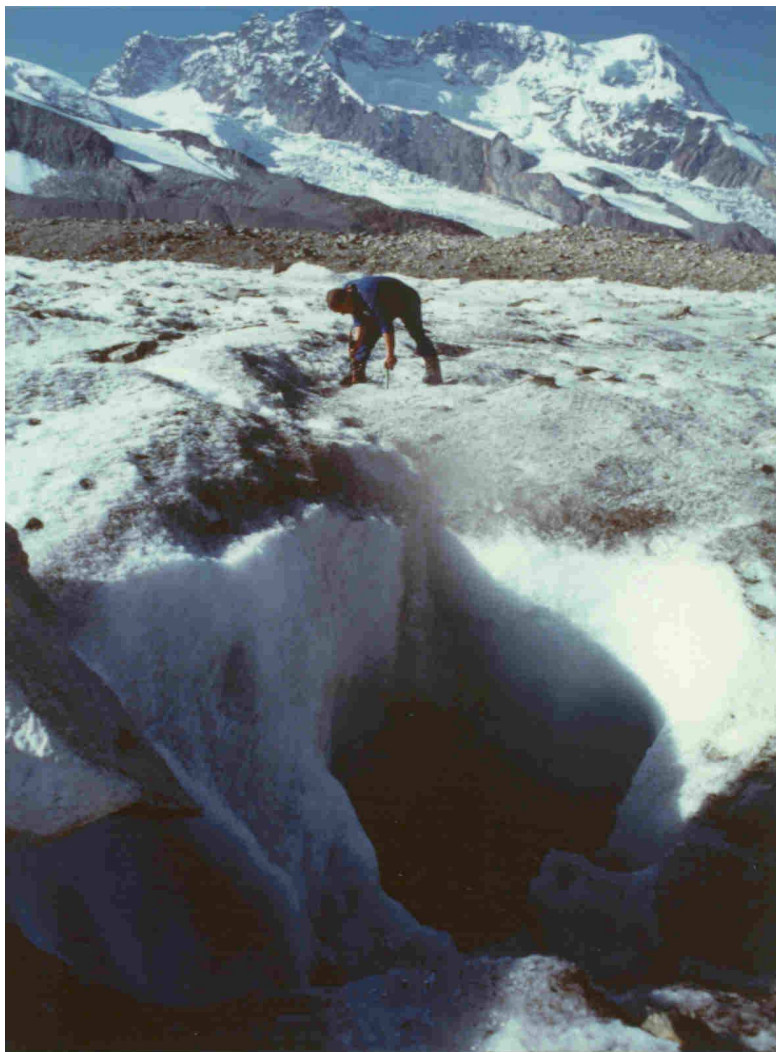


Fig. 3 L'ingresso di un mulino attivo sul Ghiacciaio del Gorner (foto L. Piccini)

I mulini si riattivano o si formano ad ogni fase di disgelo ed hanno una vita che nella migliore delle ipotesi dura qualche anno. Il periodo di attività va dall'inizio dell'estate sino a metà autunno, cioè sino a quando la temperatura diurna sale abbastanza da provocare un significativo apporto di acque di fusione. A causa del movimento verso valle dei ghiacciai i mulini si trovano, anno dopo anno, sempre più lontani dal loro punto d'origine. Dopo un periodo che è funzione della velocità di movimento del ghiacciaio, e che in genere va da pochi mesi a qualche anno, si forma un nuovo mulino in posizione non molto diversa da quella del suo "antenato", il cui relitto, ormai inattivo, è soggetto a rapido collasso e riempimento da parte della neve. Nei ghiacciai con maggior velocità di scorrimento è abbastanza frequente il caso che un mulino si disattivi prima del ritorno della stagione fredda, in seguito alla formazione di un nuovo inghiottitoio a monte. Nelle estreme condizioni di ablazione che si incontrano sui grandi ghiacciai in Patagonia questo processo appare ripetersi più volte a stagione. Viceversa, in ghiacciai lenti e parti-colarmente freddi la vita di un mulino può durare anche qualche decina di anni, come è il caso dei mulini delle Svalbard.

La maggior parte dei mulini ha inizio con un salto verticale di 40-60 m, in casi eccezionali sino a 100 m, la cui profondità dipende dalla portata d'acqua in entrata e dalle caratteristiche fisiche del ghiacciaio. A piena maturità il pozzo iniziale perfora tutto lo strato di ghiaccio caratterizzato da comportamento rigido e soggetto a fratturazione meccanica; in genere oltre i 50-80 m di profondità i mulini perdono in verticalità e le dimensioni tendono a diminuire per l'azione spingente del ghiaccio che assume progressivamente un comportamento plastico.



Fig. 4 Il pozzo d'accesso di un mulino visto dal basso (Gorner, foto L. Piccini)

Nei casi in cui l'andamento interno dei mulini e le favorevoli condizioni idriche hanno permesso di scendere in profondità, le esplorazioni si sono fermate davanti a specchi d'acqua (da 70 a 150 m di profondità) al di sotto dei quali le cavità continuavano allagate. Ciò sembra dimostrare l'esistenza di una vera e propria superficie piezometrica all'interno dei ghiacciai, la cui quota varia in funzione dell'alimentazione e dello stadio evolutivo del sistema sommerso di drenaggio. Discese ripetute nello stesso mulino a distanza di qualche decina di ore hanno permesso di appurare che il livello dell'acqua al fondo delle cavità glaciali è soggetto a variazioni a breve termine, anche di diverse decine di metri. In alcuni casi si sono potute osservare delle variazioni estreme che non possono dipendere da un incremento della portata in entrata: nel ghiacciaio Marconi (Patagonia) si sa di una risalita di 30 m in meno di mezz'ora, seguita da una discesa di circa 20 m in meno di 5 minuti. Sulle cause di queste risalite possiamo solo formulare l'ipotesi che esse siano dovute all'accumulo di tensioni all'interno del ghiacciaio, con un fenomeno che ricorda quello delle variazioni piezometriche delle falde idriche nel periodo che precede un terremoto, o a travasi tra bacini "sospesi" all'interno della massa glaciale. Anche se le osservazioni a proposito sono ancora scarse, è ipotizzabile che vi siano variazioni regolari di livello legate al ciclo giornaliero delle portate in entrata, che raggiungono i valori massimi nelle ore pomeridiane e i minimi in quelle intorno all'alba. A queste variazioni vanno sommate le variazioni stagionali legate al fatto che la portata media in entrata tende ad aumentare dall'inizio del disgelo sino al culmine dell'estate per poi diminuire progressivamente durante l'autunno.

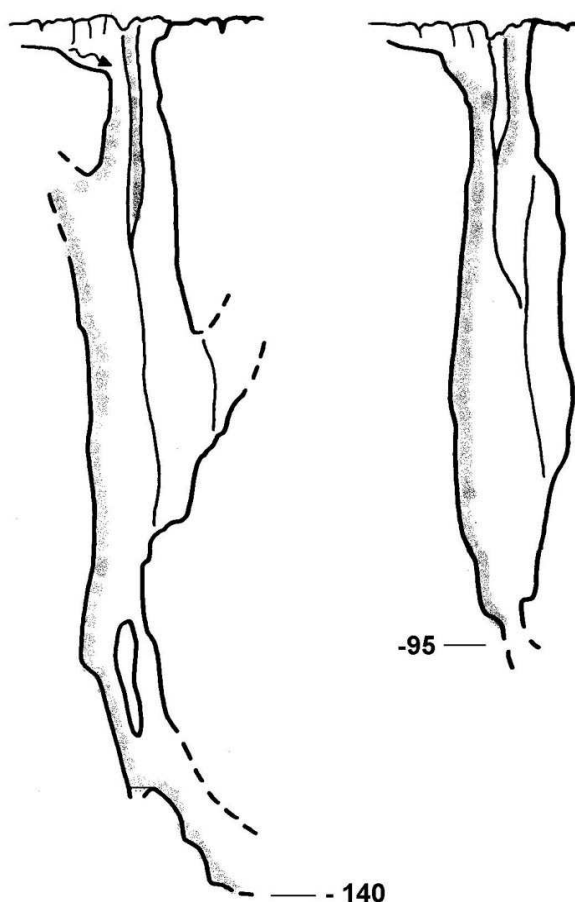


Fig. 5 Profili di due mulini ad andamento prettamente verticale (Gh. Gorner)

MODELLI EVOLUTIVI

Per analizzare i processi che guidano la formazione e l'evoluzione delle strutture di trasferimento dell'acqua all'interno del ghiaccio è stato necessario ricorrere al calcolo numerico, delineando i processi fisici che ne guidano la formazione, ma il comportamento plastico non lineare del ghiaccio, e soprattutto la periodicità del fenomeno, non hanno ancora reso possibile soluzioni analitiche realistiche.

Limitandosi a ricostruire la situazione che si verifica nel pozzo di accesso, nell'ipotesi in cui l'ingresso sia in posizione stabile e il flusso d'acqua riprenda tutte le primavere. Si vede come la non linearità della plasticità glaciale induce collassi estremamente forti al di sotto di 50-60 m, indipendentemente dal flusso idrico. Anche in casi realistici di flussi di molti m³/s risulta solo un maggior ampliamento del pozzo iniziale, mentre la sua profondità rimane quasi invariata. La pulsazione diurna del flusso, inclusa nei calcoli, non induce invece alcun effetto macroscopico. Sulla base di questa affidabilità dei modelli di comportamento plastico delle pareti delle grotte glaciali si è quindi potuto modellare la regione in cui non si è ancora riusciti a penetrare, cioè la zona sommersa. In queste zone la fenomenologia si arricchisce di due processi. Il primo è quello della perdita di carico e rilascio di energia entro le condotte intraglaciali. Questi fenomeni, che causano il mantenimento delle gallerie asportando ghiaccio dalle pareti, sono contrastati dal collasso plastico del ghiaccio. In pratica, il reticolo si stabilizza con diametri di sezione tale da equilibrare i due processi antagonisti. La riduzione della perdita di carico ai capi di gallerie grandi impedisce la formazione di "by-pass": anche se in fase iniziale ne esistessero, nel ramo minore ci sarebbe un insufficiente rilascio di energia per contrastare il collasso plastico del condotto, che quindi si chiuderebbe rapidamente.

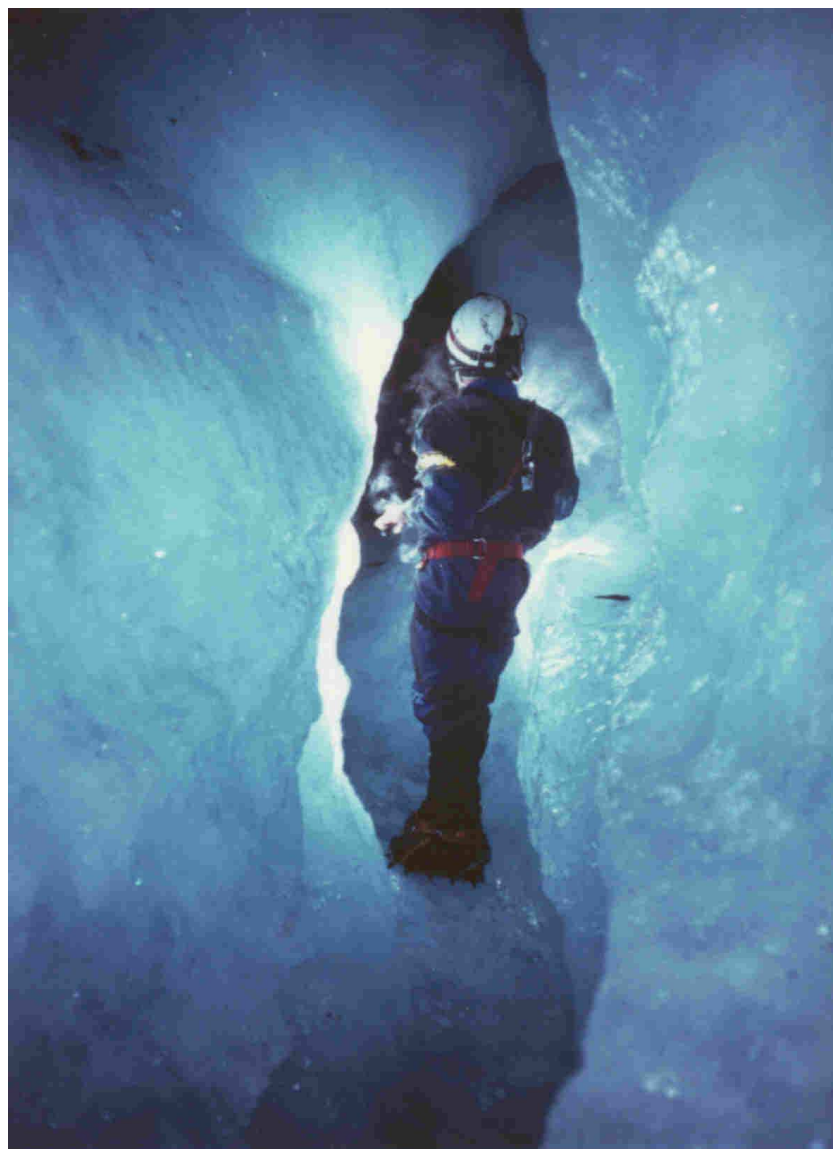


Fig. 6) Condotto a forra ad andamento orizzontale di collegamento tra due pozzi all'interno di un mulino (Gorner, foto L. Piccini),

Il secondo effetto tipico delle regioni dell'acquifero è la dipendenza dalla pressione della temperature di equilibrio fra acqua e ghiaccio. Dai calcoli, che qui omettiamo, si deduce, ad esempio, che le acque in discesa verso zone profonde sono in grado di sciogliere altro ghiaccio pur raffreddandosi. In risalita, invece, il riscaldamento avviene a spese del calore di fusione del ghiaccio, che quindi viene depositato sulle pareti sino a strozzare le condotte. Si può mostrare che lo stesso processo (acque discendenti, che scavano, e risalenti, che depositano) applicato alle turbolenze verticali nel singolo condotto, tende a far migrare il condotto stesso verso il basso. Rimandando ai lavori specifici (vedi bibliografia) per maggiori dettagli, il quadro che se ne deduce è la creazione di un reticolo "ad albero" che connette i vari mulini glaciali con condotte di diametro dell'ordine di qualche decina di cm, con velocità di flusso massime intorno al m/s.

CONCLUSIONI

Il calcolo numerico mostra che le acque assorbite dai mulini fluiscono attraverso sistemi di condotte sommerse, analogamente a quanto avviene nei sistemi carsici, all'interno della massa

glaciale a profondità di 100-150 m, e che solo in prossimità della bocca glaciale il flusso avviene al contatto tra il ghiacciaio, ormai assottigliato, e il letto in roccia o in detrito.

Modelli ed osservazioni dirette concordano nel mostrare che in inverno, con il cessare della alimentazione, i mulini tendono a collassare a profondità superiori a 50-60 m, sino a che la spinta del ghiaccio è controbilanciata dalla pressione dell'acqua rimasta intrappolata; gli ingressi invece tendono a chiudersi per rigelo e l'accumulo di neve.

E' auspicabile che spingendo avanti l'analisi con condizioni di stazionarietà (il reticolo deve replicare se stesso ogni anno) si arrivi ad avere modelli affidabili della struttura interna dei ghiacciai. Questo forse permetterà di spiegare certi comportamenti catastrofici, come surges e jokulhaup, in termini di rottura di equilibrio del sistema di drenaggio.

BIBLIOGRAFIA

Badino G. (1991) – Fisica dei buchi nell'acqua. 1st International Symposium Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Madrid, 119-133

Badino G. (1994) – Phenomenology and first numerical simulations of the phreatic drainage network inside glaciers. Actes 3° symposium international Cavités glaciares et cryokarst en regions polaires et de haute montagne, Chamonix --France 1-6/9/1994

Badino G. (1999) - Il carsismo glaciale. *Le Scienze*, 372, 44-50.

Badino G. & Piccini L. (1995) - Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica. *Geografia Fisica Dinam. Quaternaria*, 18, 225-228

Eraso A. & Pulina M. (1992) – Cuevas en hielo y rios bajo los glaciares. McGraw-Hil, pp. 242.

Holmlund P. (1988) - Internal geometry and evolution of moulins, Storglaciaren, Sweden *Journal of Glaciology*, vol. 34, 117, 242-248

Lliboutry L. (1983) – Modifications to the theory of intraglacial waterways for the case of subglacial ones. *Journal of Glaciology*, vol. 29, 102, 216-226.

Martel E. A. (1898) – Notes sommaires sur quelques grottes naturelles reconnues sous les glaciers. *Spelunca*, IV, 16, 177.

Monterin U. & Somigliana C. (1930) - Sulla costanza di posizione dei pozzi glaciali. *Boll. Com. Glac. It.*, 10, 211-225.

Piccini L. (1999)- The glacier caves of the Gornergletscher (CH): preliminary notes on their morphology and hydrology. *Suppl. Geogr. Fis. Din. Quat.*, 2001, (in stampa).

Piccini L. & Vianelli M. (1987) – Nel ventre del ghiacciaio. *Speleologia*, 16, 5 –7.

Pulina M. & Rehak J., (1991) – Glacial caves in Spitsbergen. 1st International Symposium Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Madrid, 87-117

Reynaud L. (1987) - The November 1986 survey of the Grand Moulin on the Mer de Glace, Mont Blanc Massif. *J. Glaciol.*, 39,133, 625-634.

Rothlisberger H. (1972) – Water pressure in intra- and subglacial channels. *Journal of Glaciology*, vol. 11, 62, 177-203.

Rothlisberger H. (1998) – The physics of englacial and subglacial meltwater drainage – theory and observation. 4th Symp. On Glacier Caves and Cryokarst in Polar and High Mountain Regions, Salzburg, Austria, 1996, 13-23.

Schroeder J. (1994) - Les moulins du glacier Hans de 1988 à 1992 . Actes 3° symposium international Cavités glaciares et cryokarst en regions polaires et de haute montagne, Chamonix – France, 31-39.

Shreve R. L. (1972) Movement of water in glaciers. *Journal of Glaciology*, vol. 11, 62, 205-213

Smiraglia C. (1992) – Guida ai ghiacciai e alla glaciologia (forme, fluttuazioni, ambienti). Zanichelli, Bologna

Vallot. J. (1898) - Explorations des moulins de la Mer de Glace. *Bull. Soc. Spel.*, IV, 16, 171-176.