

MICHELE MOTTA (*)

STUDIO DEL RAPPORTO ACCUMULO/ABLAZIONE IN UN GHIACCIAIO ALPINO DI GRANDI DIMENSIONI: L'ESEMPIO DEL GHIACCIAIO DEL LYS (MONTE ROSA)

ABSTRACT: MOTTA M., *Application of the accumulation/ablation ratio to the large alpine glacier: the Lys Glacier, M. Rosa.* (IT ISSN 0391-9838, 1995).

From 1992 to 1994, the Lys Glacier was the subject of a detailed study to determine its mass balance not based on topographical methods prior to the completion of the first DTM in 1994-1995. The method employed involved comparison between the accumulation remaining at the end of the prevalent ablation period and the annual surface ablation, both measured experimentally. This required the prior investigation and interpretation of the accumulation, transport and ablation patterns. The results revealed the importance of reworking of the snow cover by wind and avalanches, which totally falsifies calculations based on climatic data, and the importance of the surface moraine as an ablation factor, especially owing to its inclusion of a groundwater body that facilitates the exchange of heat. Consideration of the many accumulation and ablation factors present in a large glacier such as the Lys, some of which had hitherto been regarded as negligible, greatly complicated the interpretation of the experimental data. On the other hand, it enabled an initial estimate to be made of its mass balance. This was certainly negative in 1993.

KEY WORDS: Glaciology, Mass balance, M. Rosa (Italian Alps).

RIASSUNTO: MOTTA M., *Studio del rapporto accumulo/ablazione in un ghiacciaio alpino di grandi dimensioni: l'esempio del Ghiacciaio del Lys (M. Rosa).* (IT ISSN 0391-9838, 1995).

Il Ghiacciaio del Lys (M. Rosa, valle di Gressoney), è stato dal 1992 al 1994 oggetto di studi di dettaglio per un bilancio di massa non basato su metodi topografici, in attesa del primo DTM, realizzato nel 1994-1995.

Il metodo impiegato è stato il confronto fra l'accumulo residuo al termine del periodo di ablazione prevalente e l'ablazione superficiale annua, entrambi misurati sperimentalmente. Ciò ha preventivamente richiesto lo studio e l'interpretazione delle modalità di accumulo, trasporto ed ablazione, da cui sono emersi in particolare l'importanza del rimaneggiamento eolico e valanghivo della neve, che falsifica totalmente calcoli basati su dati climatici, e l'importanza della morena di superficie tra i fattori che influen-

zano l'ablazione, anche per la presenza in essa di una falda subsuperficiale, che facilita lo scambio di calore.

Considerare i numerosi fattori d'accumulo o d'ablazione (alcuni dei quali precedentemente ritenuti trascurabili) presenti in un ghiacciaio di grandi dimensioni come il Lys ha complicato fortemente l'interpretazione dei dati sperimentali, ma ciò ha permesso una prima valutazione del bilancio di massa, sicuramente negativo nel 1993.

TERMINI CHIAVE: Glaciologia, Bilancio glaciale, M. Rosa (Alpi Italiane).

PREMESSA

Dal 1992 al 1994 il Ghiacciaio del Lys (fig. 1), situato alla testata della Valle di Gressoney (Regione Valle d'Aosta), è stato oggetto di studi per la valutazione di un bilancio di massa. Le dimensioni del ghiacciaio (11,8 km², il quarto in Italia) e la sua scarsa accessibilità ostacolano l'utilizzo dei metodi glaciologici tradizionali. In attesa di disporre di riprese aerofotogrammetriche confrontabili per l'applicazione del metodo geodetico, si è deciso di calcolare sperimentalmente accumulo e ablazione netti: al rilevamento geomorfologico di dettaglio (MOTTA, 1992 a e b, 1993; L. & M. MOTTA, 1994) sono seguite misure di accumulo, ablazione (L. & M. MOTTA, 1994) e velocità di scorrimento superficiale (ROSSI & alii, 1993); così operando si sono incontrati problemi concettuali e metodologici, oggetto di questo lavoro.

PROCESSI DI ACCUMULO

La stratigrafia del manto nevoso che ricopre il fondo dei circhi della zona d'alimentazione mostra che i venti occidentali rimaneggiano anche la neve deposta in condizioni di calma (CAGNAZZI & alii, 1994). L'azione del vento forma uno strato di saltazione a 5-25 cm di altezza sul suolo, che in corrispondenza agli spartiacque orientati N-S è posto in sospensione (M. & L. MOTTA, 1993), ridepositandosi in parte a ridosso degli spartiacque (secondo il meccanismo di

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino.

Comunicazione presentata al Convegno «Cento anni di ricerca glaciologica in Italia», Torino, 19-20 Ottobre 1995 (Communication presented at the Meeting «100 Years of glaciology research in Italy», Turin, 19-20 October 1995).

Lavoro finanziato nell'ambito del contratto ENEL-CGI: «Studio dell'influenza delle fluttuazioni climatiche sul glacialismo delle Alpi». Si ringrazia per la collaborazione sul campo il dr. L. MOTTA, il dr. G.C. ROSSI, la dr. B. CAGNAZZI, il dr. S. UNTERTHINER, M.C. ROSAZZA GAT.



FIG. 1 - Il Ghiacciaio del Lys visto dai pressi della fronte. Le due lingue principali, separate dallo sperone roccioso del Naso del Lyskamm (4066 m), confluiscono nel pianeggiante Plateau del Lys (in basso a sinistra) provenendo dai circhi ai piedi del Lyskamm Occidentale (4477 m, a sinistra), del Lyskamm Orientale (4532 m, al centro) e della Piramide Vincent (4215 m, a destra). Foto B. CAGNAZZI, 1994.

FIG. 1 - The Lys Glacier seen from near its front. The two main tongues are separated by the spur of the Nose of the Lyskamm (4066 m), and flow down to the Plateau del Lys (bottom left) from cirques at the feet of the Western Lyskamm (4477 m, left), the Eastern Lyskamm (4532 m, centre) and the Vincent Pyramid (4215 m, right). Photo by B. CAGNAZZI, 1994.

SELIGMAN, 1980) in cornici e accumuli che alimentano valanghe nubiformi. La neve così rimaneggiata predomina su tutti i versanti E e SE del versante italiano del M. Rosa. Il Lys riceve quindi importanti apporti nevosi dai ghiacciai più occidentali, e a sua volta cede neve ai ghiacciai d'Indren e delle Piode, posti più a E (fig. 2). Effetto del rimaneggiamento eolico è la morfologia a dune ben visibile dalle foto aeree sui pianori dei circhi; tali forme sono piuttosto stabili, per la formazione di croste da vento $9wc^{(1)}$ che ne limitano la migrazione.

Nella zona d'ablazione e nella parte più bassa della zona di alimentazione si ha sovente un forte gradiente termico alla base del manto nevoso, con la crescita di cristalli sfaccettati (COLBECK, 1987) che favoriscono valanghe a lastroni tipo *snow slab*. In primavera ciò provoca lo scolla-

mento pressochè totale delle coperture nevose dei versanti più acclivi per cui, ai margini del ghiacciaio, le valanghe accumulano molta più neve delle precipitazioni dirette: ai bordi del Plateau del Lys, nella primavera 1993 accumularono 4-10 m di neve⁽²⁾ contro gli 1-1,2 m derivanti dalle precipitazioni dirette.

RACCOLTA DATI

I processi di accumulo sono stati esaminati mediante:

- misure dell'accumulo netto in Settembre, termine del periodo di ablazione prevalente;
- controlli periodici dell'evoluzione stratigrafica e cristallografica del manto nevoso, invernali nella zona di ablazione e primaverili-estivi in quella di alimentazione;
- rilevamento della distribuzione dei processi eolici e valanghivi di rimaneggiamento della neve;
- analisi delle variazioni di densità e della velocità di trasformazione della neve in ghiaccio nella zona di alimentazione;
- confronto dei dati nivometrici 1992-1995 della stazione di Gressoney D'Ejola (1850 m, distante 3 km dal ghiacciaio) con i dati bibliografici (BIANCOTTI & MERCALLI,

⁽¹⁾ Questa e le successive sigle si riferiscono alla classificazione dell'International Commission on Snow and Ice (ICSI), organismo dell'International Association of Hydrological Sciences (COLBEK & alii, 1933).

⁽²⁾ Corrispondenti a circa 44.000 m³ in sinistra a 144.00 m³ in destra orografica, aventi una densità di 500-650 kg/m³.

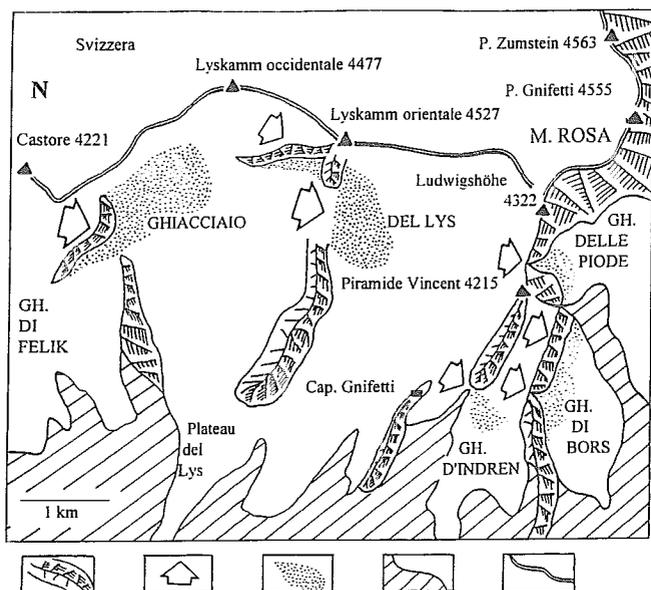


FIG. 2 - Processi di rimaneggiamento eolico della neve in occasione di venti occidentali. 1: Creste e gradini dai quali è posto in sospensione lo strato di saltazione creato dai venti occidentali. 2: Principali settori degli spartiacque attraverso i quali è convogliata la neve rimaneggiata. 3: Principali aree di rideposizione della neve rimaneggiata. 4: Limite dei ghiacciai. 5: Spartiacque italo-svizzero.

FIG. 2 - Snow remaining by western winds. 1: Ridges and steps from which the wind-created saltation layer is suspended. 2: Main sections of the watershed through which the drifted snow is conveyed. 3: Main drifted snow patch. 4: Glacier limit. 5: Italo-Swiss watershed.

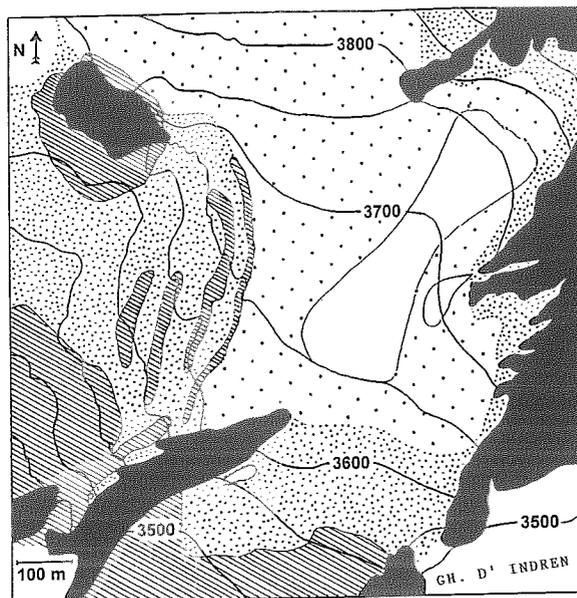


FIG. 3 - Particolare della carta della copertura nevosa del Settembre 1993, utilizzata nel calcolo dell'apporto nevoso. In bianco: spessore del manto nevoso compreso fra 1 e 2 m. In puntinato rado: spessore compreso fra 50 e 100 cm. In puntinato fitto: spessore compreso fra 0 e 50 cm. In righe: ghiaccio scoperto. In nero: rocce affioranti. Rilievo originale in scala 1:10.000.

FIG. 3 - Detail of the September 1993 snow cover map used to calculate the snowfall. White, 1-2 m thick snow mantle. Open speckles, 50-100 cm thick. Tight speckles, 0-50 cm thick. Hachures, open ice. Black, rock outcrops. Original relief in 1:10.000 scale.

1991) e con i profili stratigrafici eseguiti dal dr. G.C. Rossi (ENEL-CRIS) nel 1993-94 presso la stazione nivometrica automatica del Colle Vincent (4052 m s.l.m.).

Le ricerche si sono avvalse di 53 analisi stratigrafiche, eseguite con la metodologia ICSI (COLBECK & alii, 1993), e 196 prove penetrometriche, di cui diverse sono già state pubblicate (L. & M. MOTTA, 1994, CAGNAZZI & alii, 1994 e M. & L. MOTTA, 1995). Il rimaneggiamento eolico ha richiesto osservazioni dirette in condizioni di tempo perturbato, con notevole sforzo logistico per il difficile e pericoloso accesso al ghiacciaio nella stagione invernale. Tali osservazioni sono state integrate con l'analisi dei rilievi aerofotogrammetrici eseguiti nel Settembre 1994 per l'esecuzione di un modello digitale del terreno (DTM), e dei rilievi fotogrammetrici speditivi eseguiti nel 1993-1994 per individuare limite delle nevi e processi valanghivi.

RAPPORTI FRA INNEVAMENTO E DATI NIVOMETRICI

Le analisi stratigrafiche del manto nevoso evidenziano che la stazione nivometrica di Gressoney D'Ejola (1850 m, distante 3 km dal ghiacciaio), rappresenta bene le condizioni di innevamento del fondovalle sino al ghiacciaio, ma non del ghiacciaio stesso. Alle quote inferiori, nelle zone pianeggianti gli apporti valanghivi aumentano enormemente lo spessore del manto nevoso (MOTTA, 1993), mentre nelle zone acclivi il distacco di *snow slab*, la deflazione eolica e la fusione operata dai venti caldi di caduta concorrono

a ridurre fortemente lo spessore del manto nevoso, talvolta totalmente asportato fra una nevicata e l'altra: in primavera solo una parte minoritaria del profilo stratigrafico è costituita da neve invernale (M. & L. MOTTA, 1993; CAGNAZZI & alii, 1994). Alle quote superiori, prevalgono invece i processi di rimaneggiamento eolico o a opera di valanghe nubiformi. Così, anche se la stazione nivometrica del Colle Vincent registra una nevosità molto superiore a Gressoney-d'Ejola, i profili stratigrafici rivelano che lo spessore di neve residua non è affatto dipendente dalla quota. Ad esempio, sul settore orientale del Ghiacciaio del Lys nel 1993 passava in 200 m dal valore zero del limite delle nevi (3490-3560 m s.l.m.) a valori prossimi alla media dell'intera zona di alimentazione; era molto elevato ai piedi della Piramide Vincent, fra 3650 e 3770 m zona d'arresto di valanghe nubiformi, e a quote superiori manteneva valori prossimi alla media fino alle creste spartiacque, dove si passa bruscamente da aree di deflazione come il versante meridionale del Ludwigshöhe (4342 m s.l.m.), parzialmente privo di copertura residua, a campi di *snow wave* con accumuli spessi alcuni m (M. & L. MOTTA, 1994).

Il volume degli accumuli di valanga depositi sul ghiacciaio dipende dall'estensione dei versanti valangosi soprastanti, considerabili quindi vere e proprie aree di accumulo, anche quando sono del tutto spogli di neve nel periodo estivo. Si potrebbe perciò correggere l'effetto delle valanghe calcolando l'accumulo come il prodotto della nevosità media (desumibile da stazioni nivometriche) per l'area del

TABELLA 1 - Apporto nevoso nel 1993

TABLE 1 - Snow accumulation in 1993

Spessore del manto nevoso	Calcolo in base allo spessore medio		Calcolo in base alla distribuzione dei processi di accumulo e rimaneggiamento della neve		
	(medio) 0,55 m	0-0,5 m	0,5-1 m	1-1,5 m	Totale
Area innevata (in milioni di m ²)	8,94	3,29	4,01	1,64	8,94
Apporto nevoso (in milioni di m ³)	4,9	0,82	3,00	2,05	5,9

bacino glaciale compresi i versanti valangosi rocciosi. Tuttavia la neve di valanga, compressa e concentrata in accumuli di area ridotta, si trasforma in ghiaccio più facilmente della neve non rimaneggiata. Risulta così molto difficile, se non impossibile, misurare in base ai dati delle stazioni nivometriche l'apporto di neve al ghiacciaio.

CALCOLO DELL'APPORTO NEVOSO

La zona di alimentazione è vasta e di difficile accesso, e non è praticamente possibile eseguire un numero di analisi stratigrafiche tale da avere valore statistico. Ciò costringe ad approssimare il ghiacciaio a un insieme di parcelle cui sono attribuiti processi d'accumulo omogenei, ciascuna delle quali è rappresentata da un'analisi stratigrafica, corredata di prove penetrometriche. Ciò richiede la conoscenza della distribuzione dei processi di accumulo e di rimaneggiamento (M. & L. MOTTA, 1993); il rilevamento si è concentrato sui crepacci di recente apertura, sezioni naturali in cui sono visibili gli apporti annuali: essi sono costituiti da associazioni di facies (ad esempio, depositi di *snow wave* invernali-primaverili e strati con intenso metamorfismo da fusione estivi) che si ripetono senza quasi variazioni di anno in anno, mostrando che i processi di accumulo sono piuttosto costanti nel tempo. Le maggiori difficoltà si incontrano nella delimitazione degli accumuli di valanga e delle placche da vento sottostanti le cornici, a giacitura lenticolare e senza differenze stratigrafiche o metamorfiche nette fra strati di anni diversi.

Per il riconoscimento dell'età degli strati nevosi, si sono considerate le variazioni fisiche e cristallografiche legate alla firnificazione: si è quindi dovuto procedere a vere e proprie analisi stratigrafiche, non bastando, almeno in questa fase iniziale del lavoro, metodi di più semplice applicazione come le prove penetrometriche. I dati stratigrafici indicano che la trasformazione della neve in ghiaccio avviene: - rapidamente e in strati ben definiti per effetto della fusione superficiale, sia in superficie (*clustering* di cristalli circondati da pellicole di acqua liquida, con formazione di cristalli a grappoli 6cl e policristalli 6mf; COLBECK, 1979 e 1987), sia all'interno del profilo, dove gli strati poco permeabili di neve ventata (9 bk, formati dai venti occidentali), e gli strati estivi di particelle solide (sovente di origine sahariana) con adesione di acqua soprassatura (1f e 1g, associate alle precipitazioni di origine meridionale), ostacolano la percolazione dell'acqua di fusione favorendo la formazione di lamine e strati orizzontali di ghiaccio 8il; - lentamente e in tutta l'altezza del profilo per effetto del metamorfismo viscoplastico, causato dalla pressione orien-

tata agente sui cristalli di ghiaccio seppelliti in profondità (LLIBOUTRY, 1965).

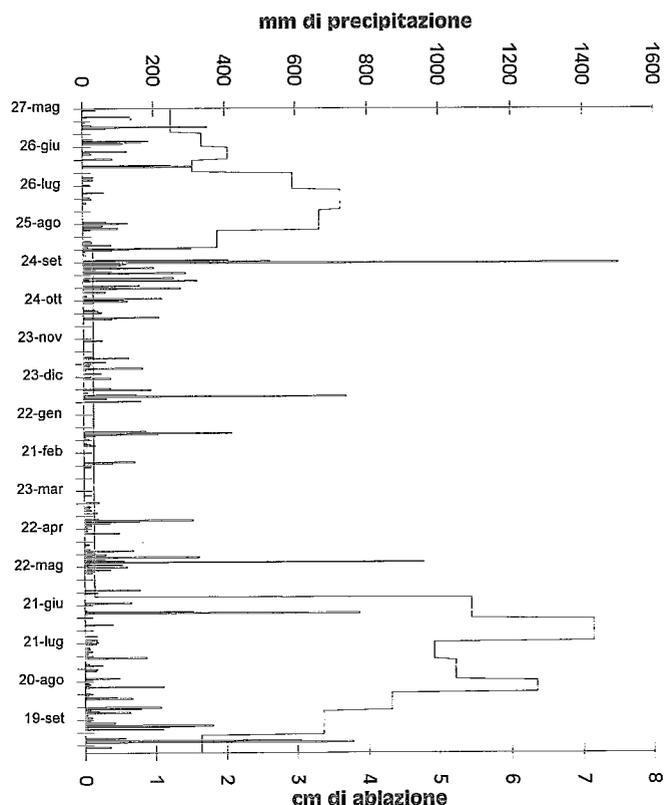
Sul fondo dei circhi la firnificazione si compie pressochè interamente nel corso di 2-4 anni. Nella parte superiore della zona di alimentazione il metamorfismo prevalente è in condizioni di basso gradiente termico e assenza o quasi di acqua allo stato liquido (metamorfismo distruttivo, in cui i cristalli si modificano verso forme di equilibrio arrotondate; COLBECK, 1987), perchè la fusione agisce solo in piena estate: l'evoluzione del profilo appare sensibilmente rallentata.

In base ai rilevamenti stratigrafici è stata redatta una carta che rappresenta la copertura nevosa del ghiacciaio al termine del periodo estivo, di cui uno stralcio esemplificativo è rappresentato in fig. 3. Ciascuna area della carta è rappresentata da una sezione stratigrafica, per la quale si calcola lo spessore della neve dell'ultimo anno. Il volume di neve accumulata sul ghiacciaio è la sommatoria degli spessori moltiplicati per l'area ritenuta equiparabile a ciascun sito campione. È interessante confrontare il totale così calcolato con quello ottenibile semplicemente moltiplicando la media degli spessori misurati sul terreno per l'area della zona di alimentazione. La tab. 1 mostra i risultati di tale confronto, basati sulle analisi stratigrafiche del 1993.

Il metodo illustrato è sicuramente più affidabile del calcolo in base allo spessore medio. Purtroppo, però, non si è potuto sinora applicare un metodo simile anche al calcolo dell'equivalente in acqua. Infatti la densità della neve varia da strato a strato irregolarmente e indipendentemente da spessore e profondità: possono essere ugualmente molto densi sottili e superficiali strati di cristalli con intenso metamorfismo da fusione (ad esempio, il 25.5.93 al Plateau del Lys 500 g/l), potenti accumuli di valanga (nello stesso giorno e località 506 g/l), strati profondi arricchiti in acqua di percolazione (l'1.7.93 presso la Cap. Gnifetti 497 g/l). Inoltre gli strati nevosi più comuni, costituiti da neve ventata o neve di valanga, hanno una giacitura lenticolare, per cui sepolti da altri strati sono molto difficili da delimitare. Pertanto, il calcolo dell'accumulo netto in base all'equivalente in acqua misurato con prelievi verticali in siti campione, ha attualmente validità dubbia. In teoria si ha un dato ancora più incerto basandosi sulla media ponderata della densità di singoli strati, ma i prelievi orizzontali, di facile esecuzione all'interno dei crepacci, possono essere eseguiti in numero molto maggiore, e rendono quindi statisticamente più conveniente questo metodo. Nel 1993, 157 strati di 26 sezioni stratigrafiche hanno dato una media di 424 kg/m³, da cui si può stimare un accumulo netto di 212 mm WE.

FIG. 4 - Andamento delle precipitazioni a Gressoney d'Ejola (1850 m) in righe verticali, e variazioni di A_m in istogramma, fra il 27.5.1993 e il 14.10.1994. Elaborazione L. Motta. Mentre nel 1993 la massima ablazione si ha nei periodi di scarse precipitazioni (cielo sereno), nel 1994 si ha forte ablazione anche in corrispondenza ad alcune precipitazioni, piovose anche ad alta quota.

FIG. 4 - Precipitation patterns at Gressoney-d'Ejola (1850 m) in vertical lines, and A_m variations (histograms) from 27.5.93 to 14.10.94. Prepared by L. Motta. In 1993, the maximum ablation occurred in periods of low rainfall (clear skies), whereas in 1994 there was also marked ablation during periods of slight precipitation in the form of rain, even at high altitudes.



PROCESSI DI ABLAZIONE

La parte superiore della zona di ablazione è costituita da seraccate prevalentemente di ghiaccio scoperto con pendenze medie del 50-60%. La parte inferiore, detta Plateau del Lys (fig. 1), occupa un tratto della valle a debole pendenza, in cui la copertura morenica varia da zero a spessori tali da proteggere il ghiaccio sottostante; inoltre l'esposizione è variabile, a causa della morfologia a creste longitudinali molto marcate. L'ablazione superficiale varia quindi notevolmente, e per ottenere misure ablatometriche valide abbiamo considerato tutte le condizioni di copertura morenica ed esposizione presenti sul Plateau del Lys, con l'infissione di 42 paline, tutte situate a una quota di circa 2500 m, nel periodo dal 25.5.1993, data dello scioglimento della neve alla fronte del ghiacciaio, al 10.11.1994, data successiva alle prime nevicate autunnali dell'anno successivo. Le osservazioni sono state compiute ogni 7-10 giorni, in maniera tale da evitare la completa estrazione delle paline dal ghiaccio causata dall'ablazione.

Oltre all'ablazione superficiale, sono stati riconosciuti altri processi di ablazione che possono concorrere significativamente all'ablazione netta, alcuni dei quali sono stati oggetto di apposite misurazioni, mentre di altri si è solo calcolato in via teorica l'ordine di grandezza.

PROCESSI TERMOCARSICI

Dal 1993 al 1995 si è studiato il ruolo delle acque di fusione nei processi di ablazione (CAGNAZZI & *alii*, 1994). Si temeva infatti che l'ablazione in corrispondenza ai deflussi idrici fosse di tale intensità da rendere fasulla una misurazione dell'ablazione netta basata su paline infisse su-

gli interfluvi. Il rilevamento ha evidenziato le seguenti tipologie di deflussi idrici.

- Reticolo primitivo primaverile. Si forma con la fusione della copertura nevosa invernale, con abbondanza di solchi a *rill* e «lagoni» (già descritti dal MONTERIN, 1931); non è attinente col reticolo estivo, salvo localmente, e non erode il ghiaccio del substrato del manto nevoso.

- Reticolo sopragliaciale estivo. È scarsamente sviluppato per l'abbondanza di fratture che intercettano e assorbono le acque superficiali dopo breve corso, impedendo una forte azione erosiva. Questa situazione è pressochè opposta a quella segnalata nel 1930, da MONTERIN (1931), cui era associata una morfologia a coni di ghiaccio, oggi scomparsa. L'unico torrente con una certa stabilità nel tempo e discreta lunghezza (fino a 700 m) scorre lungo la destra orografica della morena mediana. Le sue acque non superano normalmente gli 0,2-0,3 °C nelle ore più calde, in base a 45 misure eseguite nel corso del 1993 e 1994. Nella parte distale dell'alveo l'ablazione è 5-6 volte superiore all'ablazione superficiale media del ghiacciaio (MOTTA, 1993); ma alla testata, in un settore con scarsa velocità di deflusso, dal 22.9.95 al 17.10.95 è risultata identica a quella misurata su ghiaccio scoperto nello stesso periodo. Ciò indica che la maggiore ablazione rispetto al resto del Plateau risulta dall'erosione meccanica (elevato carico solido!), coerentemente con le osservazioni sulla morfologia, che passa da un alveo quasi rettilineo a Maggio, a profondi meandri incassati a fine Ottobre.

- Falde sotterranee. Nella morena superficiale si è costantemente rilevata una falda libera superficiale, che localmente, in conseguenza della situazione morfologica, assume i caratteri di una falda sospesa. Questa situazione è sicuramente favorita dall'abbondanza di limo nella morena

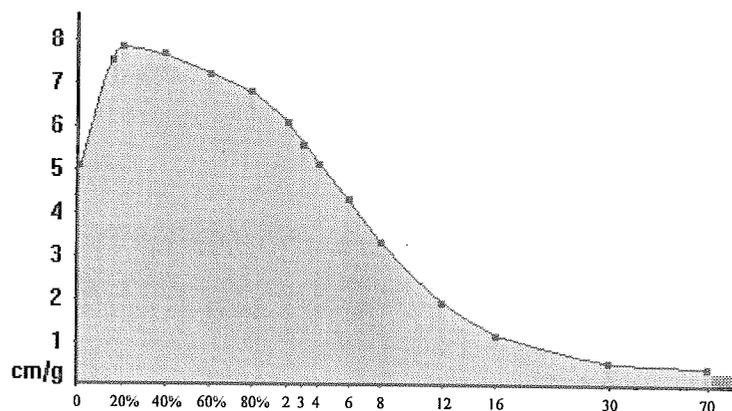


FIG. 5 - Influenza della copertura morenica sull'ablazione. In ordinata i cm di ablazione giornaliera; in ascissa, disposte arbitrariamente per esigenze grafiche, le percentuali di copertura morenica sparsa e gli spessori di copertura morenica continua. Si è misurato sperimentalmente che sul Lys una copertura morenica sparsa del 25% ha mediamente un volume equivalente a una copertura continua spessa 0,4 cm, una dell'80% a 0,8 cm. Tutti i dati si riferiscono a paline in esposizione zenitale; il valore sull'asse delle ordinate alla media delle tre paline infisse in ghiaccio scoperto, gli altri a singole paline. I periodi di misurazione sono gli stessi di tab. 4. In base a questa curva è stato ricavato il CM utilizzato per il calcolo dei dati di tab. 2.

FIG. 5 - Influence of the moraine cover on ablation. On the Y axis, ablation in cm/day; on the X axis, percentage of sparse moraine cover and thickness of continuous cover. Experimental measurements have shown that the average volume of a sparse moraine cover on the Lys is equivalent to that of a 0.4 cm continuous cover or a 0.8 cm 80% cover. All data refer to stakes in zenithal exposure. The Y axis value is the mean for three stakes fixed in uncovered ice, the other values refer to single stakes. The measurement periods are those in tab. 4. The CM used to calculate the data in tab. 2 is shown at the base of the curve.

superficiale. 96 misure eseguite nel corso del 1993 e 1994 indicano che l'acqua di falda raggiunge temperature diurne di 4-5 °C, svolgendo così un'importante funzione di trasporto di calore dalla superficie della morena, che ha temperature diurne da 9-18 fino a oltre 20 °C, al ghiaccio (0 °C).

- Reticolo endoglaciale. Consiste in massima parte in discontinuità tensionali (crepacci, ecc.) allargate dallo scorrimento delle acque. Nelle ore più calde della giornata, in periodo estivo, è completamente allagato sino alla superficie, salvo i maggiori mulini glaciali, e la temperatura delle acque si aggira di norma sugli 0,1 °C. Il reticolo presenta il suo massimo sviluppo ad ottobre; d'inverno tende a chiudersi a causa della pressione del ghiaccio. Le osservazioni sinora compiute sono coerenti col modello di BADINO & PICCINI (1995), secondo cui nel ghiacciaio il reticolo è poco profondo e solo in prossimità della fronte si sviluppa in prevalenza lungo il contatto ghiaccio-substrato. Più a monte probabilmente si sviluppa in gran parte lungo le strutture di sovrascorrimento situate tra colate di ghiaccio rigenerate (alimentate dalla parte superficiale delle seraccate e dotate di maggiore velocità) e sottostante corpo del ghiacciaio, più lento.

L'assenza di termocarsismo superficiale invernale e il ruolo della falda nell'ablazione indicano che il termocarsismo è principalmente legato all'ablazione per irraggiamento solare, da cui non può essere quindi distinto nel calcolo dell'ablazione superficiale. Il termocarsismo è però anche una conseguenza delle piogge sul ghiacciaio: osservando la fig. 4, si nota che la maggior parte delle precipitazioni registrate a D'Ejola, nevose in quota, corrispondono a bassa ablazione, ma alcune (fine Giugno 1994 e, in generale, l'Estate '94 rispetto a quella '93), piovose anche sul Plateau del Lys, coincidono al contrario con periodi di intensa ablazione. Ancora una volta si rimarca la difficoltà di correlare i dati climatici con la dinamica glaciale.

ABLAZIONE SUPERFICIALE

L'ablazione superficiale di un ghiacciaio dipende da diverse variabili, tra cui temperatura e umidità delle masse d'aria, intensità e direzione del vento, azione dei raggi solari. Quest'ultimo fattore, preponderante nei nostri climi, varia a sua volta in relazione a esposizione, pendenza e copertura morenica. Di esse esposizione e pendenza influenzano l'irraggiamento in misura determinabile teoricamente; l'effetto della copertura morenica va invece misurato sperimentalmente. Si è preferito per quest'ultimo basarsi non su dati bibliografici, ma su prove *in situ* (CAGNAZZI & *alii*, 1994), trascurando l'influenza delle variazioni di granulometria della morena (SMIRAGLIA, 1992), dato che la morena superficiale del Lys è piuttosto omogenea granulometricamente.

Per misurare l'effetto della copertura morenica sull'ablazione sono state infisse 14 paline ablatometriche, in esposizione sempre zenitale ma con copertura morenica che variava da coperture continue di spessore sino a 70 cm a coperture sparse (misurate in percentuale di superficie ricoperta). I dati d'ablazione rilevati sono stati confrontati con quelli di 3 paline infisse in esposizione zenitale e ghiaccio privo di copertura morenica. Si è così costruita la curva dell'influenza della copertura morenica sull'ablazione di fig. 5. Essa consente di stabilire il coefficiente di correzione CM, così definito: $CM = \text{ablazione per un dato spessore di morena/ablazione su ghiaccio scoperto}$.

Successivamente è stata cartografata l'assolazione (con la metodologia illustrata in GISOTTI, 1983) e la distribuzione della copertura morenica (CAGNAZZI & *alii*, 1994), utilizzando le classi 0-10%, 10-50%, 50-100% di superficie ricoperta da morenico sparso; 0-5 cm, 5-10 cm, 10-50 cm, >50 cm di spessore di copertura morenica. Per poter calcolare l'irraggiamento complessivo, la Carta Tecnica Re-

gionale (scala 1:10.000) della zona di ablazione è stata trasformata in un reticolo con distanza internodale di 50 m; ai nodi del reticolo sono attribuiti i valori di esposizione, pendenza e CM, ottenendo con ciò una matrice di valori di correzione. Essa rappresenta quanto, in più o in meno, agisce l'ablazione su ciascun nodo del reticolo, in conseguenza delle relative condizioni di assolazione e copertura morenica, rispetto all'ablazione che si avrebbe in un'area orizzontale di ghiaccio scoperto.

Spostando opportunamente il reticolo, si sono portati a coinciderne i nodi con i punti in cui sono state effettuate le misure sperimentali, corrispondenti, oltre alle 17 paline già citate, ad altre 25 paline situate su versanti variamente inclinati. Dividendo la misura sperimentale per il valore di correzione, si ha il valore di ablazione che si avrebbe in quel punto se la copertura morenica fosse nulla e l'esposizione fosse zenitale. Dalla media di valori così ottenuti, otterremo un numero che rappresenta l'ablazione media in condizioni di esposizione zenitale e ghiaccio scoperto A_m relativa al periodo cui si riferiscono i dati sperimentali. A questo punto possediamo uno strumento di controllo per l'efficacia del metodo: se le misure sono valide, A_m dovrà essere comparabile alla media dei dati misurati con le tre paline infisse in condizioni di esposizione zenitale e ghiaccio scoperto. Effettivamente, sia per le misure del 1993 sia per quelle del 1994, tale valore rientra nell'ambito dell'errore di misura di A_m . Moltiplicando A_m per i coefficienti di correzione della matrice di punti, avremo per ciascun nodo del reticolo il valore di ablazione effettivo per il periodo considerato. Ripetendo l'operazione per tutte le serie di dati sperimentali, che coprono l'intero anno, otterremo infine l'ablazione annua superficiale A_a , comprensiva della parte dovuta all'irraggiamento solare e della parte dovuta al termocarsismo superficiale, che in conseguenza delle modalità di calcolo risulta come la media dell'azione termocarsica sui siti misurati sperimentalmente. Calcolando la deviazione standard di A_m si può accertare se non sono stati fatti errori di misura, o scelti siti poco rappresentativi (condizioni anomale di termocarsismo, ecc.).

Il metodo è valido nell'ipotesi che l'azione termocarsica sia più areale che non lineare, in particolare che i solchi d'erosione dei torrenti di fusione non creino una morfologia a vallecole in rapido approfondimento; ciò è quanto suggerito nel Lys dall'analisi delle foto storiche dell'archivio del C.G.I. e dall'osservazione che il reticolo idrografico superficiale tende a divagare ma non ad approfondirsi sensibilmente. Un altro fattore da considerare è il gradiente termico altimetrico: le seraccate, essendo a quota superiore, sono sottoposte a minore ablazione rispetto al Plateau del Lys, pur avendo maggiore assolazione. L'effetto del gradiente termico altimetrico è calcolabile in prima approssimazione ipotizzando che l'ablazione media annua decresca regolarmente dai valori misurati al Plateau sino a zero in corrispondenza del limite delle nevi.

In fase di verifica del metodo utilizzato, si è appurato che esposizione e pendenza, poco variabili nell'area del Plateau, non provocano sensibili variazioni di ablazione da punto a punto, mentre è determinante lo spessore della copertura morenica (fig. 4). Si è calcolato che per il Lys, se si considera come unico fattore d'influenza dell'ablazione

la copertura morenica, si compie un errore non superiore all'errore di misura dello spessore di morena. La matrice di correzione utilizzata per il bilancio di massa di tab. 3 Si è perciò basata semplicemente sul CM, e il volume di ghiaccio perso annualmente per ablazione superficiale V_{as} è stato calcolato (tab. 2) mediante la formula:

$$V_{as} = \Sigma (CM_a n_a S A_t t)$$

in cui:

CM_a = coefficiente morenico relativo alla classe di spessore morenico a ; n_a = numero di nodi del reticolo relativi alla classe di spessore morenico a ; S = area pertinente a ciascun nodo del reticolo (2500 m²); moltiplicato per Σn_a esprime l'area della zona d'ablazione; A_t = media ponderata di A_m relativo al periodo intercorso fra un controllo e l'altro e del valore medio di ablazione giornaliera misurato alle tre paline infisse in esposizione zenitale e ghiaccio scoperto; t = giorni intercorsi tra un controllo e l'altro.

TABELLA 2 - V_{as} misurati nel 1993-94

TABLE 2 - V_{as} measured in 1993-94

Periodo	V_{as}	Equivalente in H ₂ O	mm WE
27.05.93-12.09.93	4.400.000 ± 500.000 m ³	3.900.000 t	330
12.09.93-14.06.94	300.000 ± 50.000 m ³	270.000 t	23
14.06.94-14-10-94	7.800.000 ± 500.000 m ³	7.000.000 t	593

TABELLA 3 - Bilancio di massa nel 1993

TABLE 3 - Mass Balance in 1993

	Accumulo	Ablazione superficiale	Totale
(27.5.93-31.12.93)			
Massa (t)	(2,5 ± 0,5) 10 ⁶	(4,0 ± 0,5) 10 ⁶	(-1,5 ± 1) 10 ⁶
mmWE	212 ± 42	339 ± 42	-127 ± 84

Considerando il volume della massa solida ed il volume della riserva idrica minima stimati per il 1975-77 da SECCHIERI (inedito), nel 1993 la perdita di massa rappresenta circa lo 0,2% della riserva idrica del ghiacciaio. Vi sono incertezze nei dati a causa soprattutto delle aree seraccate, in cui probabilmente la morfologia tormentata modifica l'intensità di ablazione calcolata in via teorica.

ABLAZIONE FRONTALE

La fronte si presenta dal 1966 (L. & M. MOTTA, 1994) con una scarpata inclinata da 40° a 95°, soggetta a processi d'ablazione peculiari, quali erosione da scivolamento di blocchi morenici, crolli per scalzamento al piede ad opera delle acque subglaciali, ecc.

Nell'Estate 1994 il ciglio della scarpata in sinistra orografica è arretrato di 4,6 cm/giorno (tab. 4). Si tratta di un

TABELLA 4 - Misure di ablazione e di regresso del ciglio della scarpata frontale
 TABLE 4 - Experimental measurements of ablation and regression of the front edge

spessore morena	Misure di ablazione superficiale giornaliera (cm/giorno)							Regresso c. sc.f.
	0 cm	1 cm	2,5 cm	5 cm	10 cm	20 cm	40 cm	
27/5-14/6 1993	2,23	N.D.	N.D.	N.D.	1,36	> 1,89	N.D.	N.D.
14/6-25/6 1993	1,68	4,09	1,36	N.D.	2,50	2,73	N.D.	N.D.
25/6-5/7 1993	2,25	5,30	5,80	N.D.	3,05	1,10	1,10	N.D.
5/7-15/7 1993	1,55	2,50	5,00	N.D.	3,60	2,40	1,20	N.D.
15/7-28/7 1993	2,96	4,08	5,69	N.D.	4,12	1,08	1,77	N.D.
28/7-13/8 1993	3,63	4,81	> 4,75	N.D.	2,59	2,00	1,19	N.D.
13/8-29/8 1993	3,36	5,25	4,78	N.D.	2,44	2,06	1,25	N.D.
29/8-12/9 1993	1,89	2,50	2,79	N.D.	3,29	N.D.	1,00	N.D.
12/9 1993-14/6 1994	N.D.	0,22	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
14/6-1/7 1994	5,44	6,00	6,18	3,38	2,59	N.D.	N.D.	5,3
1/7-19/7 1994	7,14	7,28	> 3,72	2,78 ?	4,22	N.D.	N.D.	3,3
19/7-2/8 1994	4,57	> 2,57	N.D.	> 2,29	> 1,71	N.D.	N.D.	4,3
2/8-18/8 1994	5,22	> 2,19	> 4,19	5,44	3,94	N.D.	N.D.	6,9
18/8-28/8 1994	6,35	7,20	6,80	4,50	5,20	N.D.	N.D.	4,0
28/8-11/9 1994	4,32	4,14	4,50	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	5,0
11/9-30/9 1994	2,94	> 3,95	> 3,53	3,26	> 2,58	N.D.	N.D.	3,2
30/9-14/10 1994	1,64	4,00	2,43	3,43	1,36	N.D.	N.D.	N.D.
Media ± errore	3,5 ± 0,2	-	-	-	-	-	-	4,6 ± 0,4

C. sc.f.: ciglio della scarpata frontale. Valori espressi in cm/giorno. N.D.: misura non effettuata. ?: valore dubbio.

valore confrontabile con quello dell'ablazione superficiale, durante lo stesso periodo di 5,1 cm/giorno; tuttavia la scarpata si libera precocemente dalla copertura nevosa (CAGNAZZI & *alii*, 1994), subendo ablazione per un periodo di tempo superiore rispetto al resto della zona d'ablazione. Sui 46.700 m² della fronte si sono sciolti dal 14.6 al 30.9.1994 circa 229.000 m³ di ghiaccio corrispondenti, nel bilancio di massa dell'intero ghiacciaio, a un valore di 17 mm WE, piccolo ma non trascurabile. Durante il 1994 i segnali di misura posti sul ghiacciaio sono restati immobili rispetto al segnale posto sulla sponda in roccia: in questo periodo la zona frontale non era alimentata da monte. In base al valore di regresso del ciglio calcolato, ciò comportava un arretramento della fronte di circa 1,4 m/mese. Su tale valore si può stimare che, in mancanza di alimentazione da monte (bilancio fortemente negativo), la fronte arretri di un valore compreso fra 16 (scarpata frontale non protetta da copertura nevosa per tutto l'anno) e 4 m/anno (ablazione limitata all'Estate).

ABLAZIONE ENDOGLACIALE

L'entalpia delle acque di pioggia percolate nell'ambiente endoglaciale, l'energia potenziale dell'acqua di fusione e dell'aria da essa trascinata nelle condotte termocarsiche sono fattori di ablazione endoglaciale responsabili del modellamento del reticolo ipogeo; si possono comunque trascurare non potendo, anche nell'ipotesi che siano interamente convertiti in energia di fusione, contribuire nel loro complesso per più di 0,047 mm WE all'ablazione netta annua del Lys (L. & M. MOTTA, 1995).

Il flusso geotermico, valutabile in circa 60 kW/km², fornisce annualmente al ghiacciaio 22,33 MJ, in parte assorbiti dal metamorfismo di neve e ghiaccio (LIBOULTRY, 1965; COLBECK, 1987); anche se fossero interamente utilizzati per fondere il ghiaccio, corrisponderebbero a soli 5,56 mm WE, inferiori all'attuale errore di misura dell'ablazione superficiale (tab. 3).

CONCLUSIONI

Nonostante le difficoltà incontrate, col metodo adottato si è potuto determinare che nel 1993 il bilancio di massa del Lys è sicuramente negativo, e l'ablazione superficiale del 1994 è decisamente superiore all'anno precedente (tab. 2 e 3). In assenza di modificazioni significative della zona d'ablazione, nei prossimi anni si potrebbero ottenere valori sufficientemente precisi di ablazione superficiale con la misura sperimentale di poche paline infisse in condizioni note di assolazione e copertura morenica. La precisione di calcolo dell'ablazione netta potrà inoltre migliorare quando sarà terminato il bilancio termico (LIBOULTRY, 1965) attualmente in corso, che permetterà di conoscere meglio l'ablazione in corrispondenza alle seraccate. Il calcolo dell'accumulo netto richiederà invece costantemente un grande numero di analisi stratigrafiche, ed è perciò considerabile il maggiore ostacolo alla determinazione del bilancio di massa in ghiacciai dall'alimentazione complessa come il Lys. Il metodo illustrato sembra comunque facilmente applicabile per ghiacciai di dimensioni medio-piccole, anche in considerazione della maggior ricchezza d'informazioni che fornisce sui processi d'accumulo e d'ablazione, rispetto alla maggior parte degli altri metodi di calcolo del bilancio di massa.

BIBLIOGRAFIA

- BIANCOTTI A. & MERCALLI L. (1991) - *Variazioni climatiche a breve termine (1927-89) a Gressoney (Valle d'Aosta, Italia), 1850 m s.l.m.* Rév. Valdôtaine Hist. Nat., 45, 5-19.
- CAGNAZZI B., MERCALLI L., MOTTA L., MOTTA M., QUAGLINO A. & SPANNA F. (1994) - *Risultati della campagna di ricerca 1992-1994 sui ghiacciai italiani del Monte Rosa*. CGI, rapporto interno, Torino, 109 pp.
- COLBECK S.C. (1979) - *Grain clusters in wet snow*. Journ. Colloid Interface Sc., 72, 371-384.
- COLBECK S.C. (1987) - *Metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals*. In: *Avalanche Formation, Movements and Effects*, IAHS Publ., 162, 3-34.

- COLBECK S.C., AKITAYA E., ARMSTRONG R., GUBLER H., LAFEUILLE J., LIED K., McCLUNG D. & MORRIS E. (1993) - *Classificazione internazionale della neve stagionale presente al suolo*. Neve e Valanghe, 19, I-XX.
- GISOTTI G. (1983) - *Geologia e Pedologia nell'assetto del territorio*. Edagricole, Bologna, 209 pp.
- LLIBOUTRY L. (1965) - *Traité de Glaciologie*. Masson, Paris, 2 voll., 1040 pp.
- MONTERIN U. (1931) - *Ricerche sull'ablazione e sul deflusso glaciale nel versante meridionale del Monte Rosa*. Boll. Com. Glac. It., ser. 1, 11, 49-125.
- MOTTA L. & MOTTA M. (1994) - *Il Ghiacciaio del Lys e le sue variazioni storiche*. CGI, rapporto interno, Torino.
- MOTTA L. & MOTTA M. (1995) - *Studio delle fluttuazioni del bilancio di massa dei ghiacciai della Valle di Gressoney (Monte Rosa) in relazione alle disponibilità idriche. Risultati preliminari*. CGI, rapporto interno, Torino, 34 pp.
- MOTTA M. (1992a) - *Dinamica glaciale dell'apparato del Lys. Scala 1:10.000*. Ined., archivio CGI, Torino, 1 tav.
- MOTTA M. (1992b) - *Carta dei flussi e degli stress superficiali del ghiacciaio del Lys. Scala 1:10.000*. Ined., archivio CGI, Torino, 1 tav.
- MOTTA M. (1993) - *Relazione 1993 sulle ricerche in atto sui ghiacciai italiani del Monte Rosa*. Ined., archivio CGI, Torino, 66pp, 49 tav. f.t.
- MOTTA M. & MOTTA L. (1993) - *Morfologia e dinamica del Ghiacciaio del Lys*. *Rév. Valdôtaine Hist. Nat.*, 47, 5-22.
- ROSSI G.C., MERCALI L. & SPANNA F. (1993) - *Recenti ricerche sui ghiacciai italiani del Monte Rosa: primi risultati*. *Nimbus*, 1, 24-28.
- SECCHIERI F. (Rapp. ined.) - *Catasto dei ghiacciai e delle nevi perenni*. Reg. Aut. Valle d'Aosta - CGI, 550 pp.
- SELIGMAN G. (1980) - *Snow structure and ski field*. IGS, Cambridge, 555 pp.
- SMIRAGLIA C. (1992) - *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia*. Zanichelli, Bologna, 112 pp.