



*“Sta alla scienza e alla tecnica dirci,
oggi, alla fine della modernità,
quali sono le vie nuove
per la protezione dell’ambiente”.*

(Annibale Salsa, *Il ghiacciaio come luogo dell’ambivalenza mitico-simbolica*,
Annuario 1997 della Sezione Valtellinese del CAI,
Sondrio, luglio 1998)

**A Franco Pelosato,
protagonista di 23 anni
di osservazioni sul più grande
ghiacciaio italiano**



TERRA GLACIÁLIS

Periodico scientifico annuale

Autorizzazione del Tribunale di Milano n° 546 del 28 luglio 1998

Direttore responsabile: Luca Arzuffi

Comitato scientifico-redazionale / Scientific-editorial committee:

Antonio Galluccio, Luca Bonardi, Valerio Paneri, Massimo Merati, Massimo Urso,
Andrea Almasio, Maria Emilia Peroschi, Flavio Cambieri, Alessandro Galluccio

Segreteria / Secretary:

Stefania Zocchetti

Impaginazione e grafica / Pagination and graphics:

Antonio Galluccio

Amministrazione / Administration:

Alessandro Galluccio, Sandra Mauri

Contatti con gli sponsor / Liaison with sponsors:

Giovanna Mainardi, Francesco Galluccio

Traduzioni / Translations:

Francesca Ferroni (inglese)

Sandra Mauri (francese)

Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi (revisioni)

Cartografia / Cartography:

Antonio Galluccio, Silvia Zocchetti, Andrea Almasio

Collaborazioni / Collaboration:

Gli operatori glaciologici del Servizio Glaciologico Lombardo

Copyright © 2003 Associazione S.G.L. – Servizio Glaciologico Lombardo

La traduzione, la riproduzione e l'adattamento totale o parziale, con qualsiasi mezzo (compresi i microfilm e le copie fotostatiche), con l'obbligo di citazione delle fonti, sono liberi e gratuiti per tutti i paesi.

The translation, reproduction and the total or partial adaptation, with any means (including microfilms and photostats) are free and free of charge in all countries provided that reference to the source is made.

Milano, giugno 2003

In copertina:

la fronte seraccata dell'Effluenza delle Rosole del Ghiacciaio di Palon de la Mare (Valle dei Forni, Ortles-Cevedale, Italia) ha dato vita anche quest'anno, come nel 1999, a crolli spettacolari. Nella foto si osservano curiose cornici dovute al fenomeno dell'ablazione differenziale. (G. Cola).

The cover:

the seracs at the snout of the Effluenza delle Rosole - Palon de la Mare Glacier (Forni Valley, Ortles-Cevedale Group, Italy) have produced astonishing collapses, both this year and in 1999. The picture highlights the unusual moldings created by differential ablation. (G. Cola).



TERRA GLACIĀLIS

annali di cultura glaciologica

annals of glaciological culture – annales de culture glaciologique – Annalen der Gletscherkultur

Anno VI

2003

**Servizio Glaciologico Lombardo
Milano - Italia**

Sede legale e coordinamento scientifico: via Giambellino 102, 20147 Milano, ++39 02 4236691

<http://sgl.cluster.it>



opera realizzata con il patrocinio del
Club Alpino Italiano

e con il contributo di:

Club Alpino Italiano, Convegno delle Sezioni Lombarde

CLUSTER s.r.l. Milano

SAMP s.r.l., via Vittorini 9, 20049 Concorezzo (MI)

Ennio Fossati

Avvertenze per la lettura del testo inglese

Le fotografie, le tabelle e le figure sono riportate solo nella stesura in lingua italiana: i testi di corredo (didascalie, voci nelle tabelle, note a piè di pagina relative alle tabelle e alle figure) vi appaiono già tradotte in lingua inglese. Nella versione inglese un apposito rimando (numero progressivo e pagina) è inserito nella posizione corrispondente a quella del testo italiano.

The pictures, tables and graphs can be found only in the Italian text, which contains the English version of Captions, tables, footnotes and graphs. Special references (progressive numbers and pages) have been introduced in the English text in the same position as in the Italian text.

Avvertenze per gli autori

- La collaborazione a *Terra glaciälis* è gratuita. L'opera redazionale si svolge in regime di volontariato. I proventi editoriali della pubblicazione vengono interamente utilizzati per il finanziamento dei numeri successivi.

- Fornitura del materiale:
 - dimensioni del testo: libere
 - presentazione del testo: su supporto magnetico o e-mail
 - testo, grafici e figure: floppy o compact disk o e-mail
 - fotografie: diapositive, stampe o compact disk
 - abstract: in lingua madre e in inglese
- Contatto preliminare:
 - posta elettronica: sgl@cluster.it
 - telefono: ++39 02 4236691

Note for the authors

- The contribution to Terra glaciälis is free of charge. The editorial work is based on free collaboration. All profits will be entirely used to finance the next issues.

- *Supply of material:*
 - *text dimension: free*
 - *text, graphs and drawings format: floppy or compact disk or e-mail*
 - *pictures: slides prints or compact disk*
 - *abstract: mother tongue and english*
- *Preliminary contact:*
 - *e-mail: sgl@cluster.it*
 - *phone number: ++39 02 4236691*



Italia, 22 febbraio 2003



📖 EDITORIALE

Giunta al sesto anno di pubblicazione, *Terra glacialis* continua a parlare di ghiacciai, a riproporre una tematica ambientale che si rivolge a una schiera ridotta, comunque cospicua a livello internazionale, di scienziati e di cultori della materia. Con la speranza di interessare anche un pubblico più ampio, nell'intento di fornire un piccolo, diremmo infinitesimo, contributo alla conoscenza. E lo fa quasi con pudore, tanto appare marginale un simile argomento rispetto ai problemi immensi che affliggono tutti, anche noi, i tecnologici, pasciuti e forse un po' incoscienti cittadini della Vecchia Europa. Lo confessiamo: nel redigere queste note ci sentiamo un poco come i nostri predecessori degli Anni Quaranta che, ammirevoli oltre ogni limite, percorrevano a piedi le Alpi al fine di non interrompere le serie storiche di misure alle fronti dei ghiacciai, in Italia come in Francia, come nel resto della regione alpina e in altre aree del pianeta. Il tutto mentre il genere umano dava vita a una delle sue più riuscite rappresentazioni di nefandezza, il Secondo Conflitto mondiale. Una sorta di *conquistatori dell'inutile*, come appellava Lionel Terray gli alpinisti di allora. Senza cellulare, satellitare, GPS, Internet e computer.

Oggi, siamo costretti a ripeterci, le cose non vanno bene, anzi vanno proprio male: nessuno o quasi dei grandi problemi planetari risolto, un sistema economico globale e di distribuzione delle risorse che appare fallimentare, l'ambiente non solo a rischio, ma che non ne può più di tutti noi.

A quest'ultimo ambito fa riferimento lo spunto di riflessione contenuto nelle immagini che accompagnano questo editoriale. Si tratta dell'ennesimo scempio - danno di poco conto se paragonato ai tantissimi altri di ben altra proporzione che il nostro pianeta deve subire quotidianamente - che questa volta colpisce la Valfurva, splendido luogo alpino della Lombardia, a noi particolarmente caro: il taglio di oltre duemila conifere ultracentenarie realizzato per far spazio a un nuovo tracciato di pista da discesa nel territorio di Santa Caterina (foto 1), dove dovrebbero - e il condizionale è d'obbligo anche dopo l'avvenuto disboscamento - avere luogo le competizioni femminili dei Mondiali di sci del 2005. Spiace che tra i responsabili della decisione presa in merito ci sia anche il Parco Nazionale dello Stelvio. Con una preoccupazione in più: quella che possano aggiungersi infrastrutture tecniche e sbancamenti nella solitaria Valle dell'Alpe, destinata, Mondiali a parte, a divenire il luogo del rilancio turistico della Valfurva, assieme al collegamento sciistico, ormai da molti anni ventilato, con gli impianti di Bormio. Tra l'altro, e questo è solo un dettaglio, "economicamente" irrilevante, l'eventuale arroccamento di un impianto sulla vetta del Monte Sobretta potrebbe privare la comunità scientifica italiana di quello che è il *sito nivologico glaciale* principale della Lombardia (foto 2), un piccolo, funzionante innovativo laboratorio naturalistico.

E, in prospettiva, anche altri ghiacciai del Parco (il Ghiacciaio dei Vitelli e quello del Madaccio) corrono seri rischi: come quelli connessi alle progettate piste di allenamento, definite provvisorie, per le squadre nazionali di sci. Il Servizio Glaciologico Lombardo, interpellato a proposito dall'ente regionale (in qualità di consulente tecnico gratuito) ha espresso il proprio parere negativo, motivandolo soprattutto con i danni connessi alla movimentazione della neve a partire dal bacino di accumulo, atto praticamente indispensabile per una fruizione remunerativa degli impianti nel corso della stagione estiva e nel contempo micidiale ai fini della conservazione della massa glaciale. Il tutto in una fase climatica che vede questi monumenti della natura difendersi a stento dal *global warming*. Sviluppi, quelli sin qui descritti, rispetto ai quali eravamo stati sin troppo facili profeti di sventura (*Terra glacialis* 5, pp. 7 e 8).

Siamo dunque davvero sicuri che l'ampliamento a tutti i costi dell'areale sciistico - al di là delle opere necessarie per l'ammodernamento delle strutture già esistenti, che costituiscono un patrimonio della collettività locale, qui come altrove - sia il modo più giusto, o addirittura l'unico, ai fini della promozione economica di una vallata alpina? Noi siamo convinti che si possa incrementare più efficacemente il benessere delle popolazioni residenti, ai monti come al mare, utilizzando forme diversificate di sviluppo e di offerta rispettose dell'ambiente naturale, la cui qualità è e resta il motivo principale della frequentazione turistica. Abbiamo un poco divagato. Ma ci premeva ripetere che il consenso umano ha a disposizione il massimo della tecnologia e delle possibilità e si comporta, in troppi casi, con il minimo dell'etica.



Foto 2: veduta tardo-primaverile della testata della Valle dell'Alpe e del piccolo ghiacciaio di Alpe Sud (Monte Sobretta), sede del sito nivologico principale della Lombardia: un eventuale utilizzo sciistico dell'area potrebbe minacciarne l'integrità. (L. Bonetti, giugno 2001).

Photo 2: a late-spring picture of the upper Valle dell'Alpe and of the small Alpe Sud Glacier (Mount Sobretta), site of the main snow-ice monitoring site of the Lombardy Region; its integrity will be at stake, should it be developed as a ski area. (L. Bonetti, June 2001).

Pure, nonostante tutto, ancora una volta, si va avanti. Va avanti la ricerca scientifica, vanno avanti gli studi sociali, l'arte, la solidarietà e una galassia di altro. Un solo esempio, inerente l'aspetto energetico, una buona notizia: è possibile che, tra cinque anni, l'Islanda diventi il primo paese al mondo "no oil", rifornito esclusivamente da energia di origine geotermica.

Ecco dunque, per contribuire alla speranza, una nuova, modesta fatica, questa volta realizzata in un numero di *Terra glacialis* forse un po' tecnico. Ma ne valeva la pena. Presentiamo *in primis*, infatti, quello che secondo noi è un ottimo metodo di monitoraggio del bilancio glaciale: il *GPS differenziale*, che permette, con un errore di pochi centimetri, quindi trascurabile, di disegnare la superficie del ghiacciaio e di confrontarla con quella di rilievi precedenti. Appositi software, opportunamente configurati, danno la possibilità di calcolare automaticamente il bilancio di massa, ad esempio annuale, dell'apparato. Servono un poco di esperienza e il dato della densità media dell'eventuale copertura nevosa. I primi risultati sono francamente entusiasmanti, pur necessitando ancora di verifiche, affinamenti e comparazioni. Il metodo è veloce, anzi velocissimo, per i ghiacciai di piccole dimensioni, più impegnativo ma ugualmente efficace per quelli più estesi.

La lingua valliva del Ghiacciaio di Belvedere, che raggiunge ancor oggi una quota minima frontale inferiore ai 2000 m, è da alcuni anni in avanzata. Presentiamo due lavori che suggeriscono, in merito alle cause del fenomeno, conclusioni opposte: si tratta di un *surge* (avanzata catastrofica dovuta a lubrificazione del fondo e ad altri fattori, tipica dei grandi ghiacciai himalaiani e dell'Alaska) o no? In questo ambito non manca uno studio sul «Lago Effimero», compiuto da chi,

tra gli altri, ha avuto la responsabilità di prevederne l'evoluzione: pur non unico nel suo genere, questo pericoloso specchio d'acqua transeunte ha portato i ghiacciai alla ribalta dei *media* agli inizi della scorsa estate. Nell'insieme, la Valle Anzasca e il suo ghiacciaio sono oggi il centro della ricerca glaciologica italiana e forse europea.

Segue una puntigliosa descrizione degli eventi recenti che hanno caratterizzato l'evoluzione della lingua del Ghiacciaio dei Forni, il secondo apparato italiano, e di quelli più datati dell'elvetica, affascinante *Vadret da Morteratsch*, e il consueto monitoraggio dei ghiacciai della Lombardia, associato alla ricostruzione nivo-meteorologica dell'anno idrologico 2001-2002.

L'opera si conclude con un curioso itinerario di visita e con la rassegna bibliografica internazionale, quest'anno arricchita dai titoli di *Polar Record*, rara e prestigiosa rivista di esplorazioni polari. Non è disponibile il resoconto della campagna glaciologica 2002 relativa agli apparati dell'Alto Adige: ce ne scusiamo con i lettori e vedremo di recuperare l'anno prossimo.

Gli intenti sono sempre gli stessi: interessare, stimolare, invogliare ad andare in giro, tentare di capire. Nella speranza che la cultura, comunque ricercata, serva a costruire nuove coscienze.

La redazione
Milano, 15 maggio 2003

📖 EDITORIAL

Terra glaciālis is now in its sixth year and continues to report about glaciers and to address environmental concerns to a limited, though large at international level, group of scientists and enthusiasts of these subjects; hopefully, with the aim of catching the attention of a wider public and providing a small, or even tiny, contribution to knowledge. It is doing this with the utmost discretion, so gloomy are the prospects offered by Mother Earth and its senseless inhabitants, so marginal these issues when compared to the huge problems troubling everybody; including us, the technological, well nourished and maybe somehow irresponsible citizens of the Old Europe. We confess: whilst writing these remarks, we feel a bit like our predecessors of the 40's, who, quite admirably, criss-crossed the Alps to maintain the historical series of measurements of glacial snouts, in Italy as well as in France, in the rest of the alpine regions and in other areas of the world; all this while mankind was staging one of its most successful iniquity, the World War II; some sort of *conquerors of the useless*, as Lionel Terray used to call the mountaineers of those days, unaided by mobile or satellite phones, GPS, Internet and computers.

Today we are forced to repeat ourselves; things are not going well, they are instead going for the worse. None or nearly none of the world's problems have been solved, the global economic system and the distribution of the resources appear to have failed their goals; the environment is not only endangered, but it has having enough of us all.

To this effect, the picture added to this editorial should arouse some thoughts, showing the nth damage to the planet - a minimal damage if compared to the many others inflicted every day on Earth - which this time hit the Valfurva, a beautiful alpine site of Lombardy we are all particularly fond of. More than two thousand spruces and pines over a hundred year old have been cut down to make room for a new ski-slope in the vicinity of Santa Caterina (photo 1), where the women competitions of the 2005 Ski World Championship should take place, and *should* is to be used although the deforestation has already occurred. Regrettably, the Stelvio National Park was also responsible for the approval of the decision. There are even more concerns, i.e. technical infrastructures may be added and excavations be made in the secluded Valle dell'Alpe, planned to become, apart from the World Championship, the sito of the re-launch of Valfurva as a tourist destination; also a possible ski-connection with Bormio, which has been under discussion for many years and finally, though this is an "economically" irrelevant detail, the possible installation of a ski-lift on the Monte Sobretta, which would deprive the Italian scientific community of its main snow-ice measuring site for the Lombardy Region (photo 2), a small, functioning and innovative naturalistic laboratory.

In the future, other glaciers of the Park (the Vitelli and Madaccio Glaciers) might also be seriously at risk, as well as those involved in the planned ski-run for the training of the National Team, actually labelled as *temporary*. The Servizio Glaciologico Lombardo, consulted on this matter by the Lombardy Region (and offering its advice for free) expressed a negative opinion, above all because of the damages related to the mechanical transfer of snow from the accumulation basin, which is basically unavoidable if the ski-run has to be used during the summer months, but deadly for the preservation of the ice mass. And this is happening in a climatic phase which sees the glaciers hardly withstand the global warming. We have been, unfortunately, prophet of doom for the above developments (Terra glacialis 5, page 8).

Are we then so sure that the accretion of the ski-area at any price - apart from the necessary works to modernize the existing infrastructures, heritage of the local communities here as elsewhere - is the best, or even the only way, to boost the economy of an alpine valley? We firmly believe that the prosperity of the local people, both in the mountain and at the sea-side, could be improved by using alternative, environmentally-friendly paths of development, whose quality is - and remains - the main reason why tourists go to these places.

We have strayed a bit; but we care to say -and repeat- that, while both at international and local levels mankind can take advantage of the latest technology and possibilities, it too often gets by with the lowest ethics. Despite of this, we carry on. Scientific research carries on, social studies, arts, solidarity and many other things carry on. An announcement, in the energy field, is bringing good news; in five years, Iceland could possibly become the first “no oil” country in the world, all its energy coming from renewable resources.

Here comes a new issue of Terra glacialis, a new, small contribution to hope; this time perhaps resulting a bit too technical. But it is worth it. First of all, we discuss what is for us an excellent monitoring method of the glacial balance: with a negligible error of few centimetres, the differential GPS provides a survey of the glacial surface that can be compared with the ones of previous years. Special software, finely tuned, can then automatically calculate the annual mass balance of a unit. All it takes is a bit of experience and the figure of the average density of the snow cover, if any is still present. The first results are definitely exciting, though they still need to be verified, improved and compared. This method is quick, very quick, for the small glaciers; it is more exacting, but equally effective, for the large ones.

The valley tongue of the Belvedere Glacier, which still reaches a minimum altitude below 2000 m, has been growing for some years. We include two works that provide opposite conclusions on the causes of the phenomenon. Is it a surge (a catastrophic slide caused by the lubrication of the bottom and other factors, typical of the large Alaskan and Himalayan glaciers) or not? One of the articles also deals with the “Short-lived Lake”, written by those responsible of anticipating its evolution. Though not unique, this dangerous body of water made the glaciers hit the headlines in the early summer of last year. On the whole, the Anzasca Valley and its glaciers are now the focus of the Italian and maybe European glaciological research.

Then you will find a detailed description of the recent events characterising the evolution of the Forni glacial tongue, the second-largest Italian glacier; an article on the past events of the fascinating, Swiss *Vadret de Morteratsch*; the usual monitoring of the Lombardy glaciers and a snow-weather comment of the 2001-2002 hydrological year. The publication ends with a curious itinerary and the international bibliography, this year enriched with titles from Polar Record, an uncommon, prestigious magazine of polar explorations. The summary of the 2002 glaciological campaign of the Alto Adige units is not available; we apologize to the readers and will try to host it again next year.

Our objectives are always the same: to arouse interest, to stimulate, to tickle readers to go out, to understand. Hoping that culture, no matter how handled, can build a new conscience.

The editorial staff
Milan, 15th May 2003



A. Tamburini (* **), M. Lojacono (**), M. Belotti (*)

VARIAZIONI VOLUMETRICHE DI UN GHIACCIAIO DETERMINATE MEDIANTE RILIEVO GPS DIFFERENZIALE (Ghiacciaio Suretta Sud, Valle dello Spluga, Italia)

1 - INTRODUZIONE

La tecnica GPS è ormai da tempo applicata a diversi settori della ricerca glaciologica, quali ad esempio la georeferenziazione di rilievi geofisici e batimetrici, la misura degli spostamenti o il rilievo speditivo della superficie glaciale ai fini della valutazione, mediante confronto con cartografie precedenti, delle variazioni volumetriche intercorse in un determinato periodo (FRASSONI et al., 2001; MERLI et al., 2001; MERCALLI et al., 2002a; MORTARA et al., 2002b; MERCALLI et al., 2002c). In relazione alle necessità del rilievo e alle precisioni richieste, è possibile ricorrere a diverse tecniche di misura; per i rilievi del Ghiacciaio di Suretta Sud si è fatto ricorso alla tecnica *cinematica interferenziale*², che richiede l'impiego contemporaneo di due stazioni GPS in grado di registrare le misure di fase (MERLI et al., 2001). L'accuratezza associata a tale tecnica è tipicamente di due centimetri in planimetria e di quattro centimetri in altimetria, e risulta quindi appropriata allo scopo del lavoro.

Dato il carattere sperimentale dell'attività, e in considerazione delle limitate risorse disponibili, si è deciso di operare su un'area con caratteristiche morfologiche e di esposizione favorevoli, vale a dire limitata estensione, buona esposizione satellitare, possibilità di rapido raggiungimento dell'area di rilievo e facile percorribilità della superficie da rilevare. A oggi sono state eseguite due campagne di misura, la prima il 25 agosto 2001, la seconda il 31 agosto 2002.

2 - INQUADRAMENTO DELL'AREA DI INDAGINE

Il Ghiacciaio di Suretta Sud è situato nell'alta Valle S. Giacomo, nelle vicinanze del Passo dello Spluga. E' il primo ghiacciaio delle Alpi Retiche; occupa il circo-vallone situato a Sud della cresta formata dall'insieme di cime che compongono il Pizzo Suretta (3027 m s.l.m.) e presenta le seguenti caratteristiche: alimentazione diretta e da valanga; esposizione a Sud; quota massima di 2900 m e quota minima di 2680 m s.l.m. (SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO, 1989). Le prime immagini fotografiche del ghiacciaio risalgono all'inizio del Novecento e sono di GROppo (la foto si riferisce a una gara di sci estivo) e di BRASCA, che però si occupa più della toponomastica e del rilievo delle quote con metodi speditivi. Tuttavia le immagini mostrano un ghiacciaio molto diverso dall'attuale: in accordo con le prime osservazioni di FENAROLI (1928) esso possedeva una fronte trilobata. Da quell'anno in avanti si registrano solo ritiri o impossibilità di misurazione, a opera di PIGNANELLI (1931-1965), per un regresso totale di 272 m, e di SCARAMELLINI (1980-1984), che misura un regresso di 21,5 m.

Tuttavia nel 1990 LOJACONO rileva sul terreno l'esistenza di una morena di neoformazione intorno alla quota minima della fronte (2689 m s.l.m.). Dal 1991 a oggi il ghiacciaio mostra sempre segni di ritiro frontale per un totale di 103 m; ma la perdita di spessore e di massa è riscontrabile solo con il confronto fotografico, che mostra un sempre maggior incremento della copertura

* Enel.Hydro S.p.a., via Pastrengo, 9, 24068 Seriate (BG); ** Servizio Glaciologico Lombardo

² la tecnica cinematica interferenziale si basa sull'impiego di una coppia di ricevitori GPS in grado di eseguire le misure di fase; uno dei due ricevitori è posto in corrispondenza di un vertice di riferimento di coordinate note, rispetto al quale vengono calcolate con frequenza temporale prefissata le posizioni occupate dalla stazione mobile con precisione centimetrica sia in planimetria che in quota.

detritica alla fronte e un ampliamento dell'isola di morenico galleggiante, che nelle fotografie appare al centro del ghiacciaio (foto 2 e 3).

A partire dal mese di agosto 2001 sono iniziati i rilievi annuali della superficie del ghiacciaio con tecnica GPS differenziale, allo scopo di misurare le variazioni del volume del ghiaccio.

3 - MODALITÀ DI ESECUZIONE DEI RILIEVI

Il rilievo della superficie glaciale è stato eseguito utilizzando contemporaneamente due ricevitori GPS, uno trasportato a spalle (foto 1), il secondo installato in corrispondenza del punto di riferimento stabilito in occasione della prima misura e materializzato mediante un perno in acciaio filettato ancorato alla roccia con resina bicomponente. Ciò garantisce la sovrapposibilità dei rilievi eseguiti in epoche differenti e quindi la possibilità di confrontarli. Per l'esecuzione dei rilievi sono state impiegati due ricevitori GPS Trimble 4000SSE dual frequency dotati di antenna geodetica. Le traiettorie seguite nel corso dei rilievi sono rappresentate rispettivamente nelle fig. 1 e 2. Il ghiacciaio è stato percorso lungo una serie di tracciati trasversali spazati tra loro da 80 a 200 m. La posizione dei tracciati è stata definita in funzione della morfologia della superficie glaciale, per rispondere alla duplice esigenza di descriverne i cambi di pendenza e delimitare l'area di indagine. Nel corso del secondo rilievo è stata impiegata, oltre all'attrezzatura già citata, una stazione GIS Mobile, costituita da un PC palmare Compaq Ipaq collegato via seriale al ricevitore GPS e dotato di software ArcPad, che ha consentito la visualizzazione istantanea della posizione occupata dall'operatore nel corso del rilievo, su base cartografica CTRL 1:10.000. Grazie a ciò è stato possibile seguire traiettorie prossime a quelle percorse in precedenza, purché significative per la descrizione della superficie glaciale secondo i criteri precedentemente esposti. In entrambe le occasioni l'intera operazione è stata compiuta in poco più di 3 ore, a dimostrazione dell'elevata efficienza della tecnica di misura prescelta.



4 - ELABORAZIONE DEI DATI

I dati acquisiti in campagna sono stati elaborati con il programma GPSurvey della Trimble, che ha consentito di determinare le coordinate planoaltimetriche dei punti costituenti la traiettoria seguita dall'operatore, campionata con cadenza temporale prefissata (3 secondi).

Le successive elaborazioni hanno consentito di costruire un modello digitale di elevazione relativo a ciascuna superficie rilevata, dal cui confronto è stata ottenuta la variazione volumetrica del ghiacciaio nell'intervallo di tempo intercorso tra i due rilievi. A tale scopo si è utilizzato il software GIS ArcView, della ESRI Inc., e le relative estensioni 3D Analyst e Spatial Analyst. Innanzitutto, con i dati di posizione e quota sono stati creati due shape file di punti, rispettivamente per le campagne di misura 2001 e 2002.

Foto 1: un operatore equipaggiato con ricevitore GPS per il rilievo della superficie del ghiacciaio. (A. Tamburini, 2002).

Photo 1: an operator equipped with a GPS receiver for the survey of the glacial surface. (A. Tamburini, 2002).



Foto 2 e 3: il Ghiacciaio di Suretta Sud ripreso il 25 agosto 2001 (sopra) e il 31 agosto 2002 (sotto). Si noti la grande diversità delle condizioni di innevamento e, per la foto 3, l'ottima corrispondenza con la carta di fig. 6. (A. Tamburini - G. Mancarella).

Photo 2 and 3: the Suretta South Glacier on the 25th August 2001 (above) and on 31st August 2002 (below). The extremely different snow conditions and, for photo 3, the similarity with the map of fig. 6 are noteworthy. (A. Tamburini - G. Mancarella)



La quota è stata archiviata come attributo del punto. Per entrambe le campagne è poi stato costruito un modello digitale del terreno come maglia di triangoli irregolari (TIN) a partire dai punti quotati di cui sopra, sfruttando le funzioni del modulo 3D Analyst. Un esempio di TIN relativo alla superficie 2001 è riportato in fig. 3.

Al fine di renderli confrontabili, entrambi i TIN sono stati delimitati con una linea chiusa corrispondente al perimetro dell'area comune rilevata in entrambi gli anni, la cui estensione, pari a circa 17 ha, corrisponde al 75% circa dell'intera superficie glaciale. A partire dal TIN si sono poi costruiti due modelli a maglia quadrata dell'elevazione (GRID). Il modello raster, anche se meno conservativo del modello TIN rispetto ai dati rilevati, consente però di effettuare calcoli di ablazione e accumulo con estrema facilità, semplicemente eseguendo operazioni tra celle corrispondenti di due matrici sovrapposte. Un esempio di GRID è rappresentato in fig. 4. Per rendere i modelli raster sovrapponibili, si è definita un'estensione comune a entrambe e si è adottato il medesimo lato cella (5 m).

A questo punto, usando funzioni di map algebra implementate nel modulo Spatial Analyst di ArcView, si è calcolato il bilancio complessivo di volume di ablazione e di accumulo (*cutfill*) e si è costruito il grid degli spessori, ottenuto dalla sottrazione del grid 2001 al grid 2002. In particolare, in fig. 5 viene rappresentato il risultato dell'operazione di *cutfill*, che evidenzia la distribuzione delle zone di ablazione, delle zone di accumulo e delle zone invariate; in fig. 6, infine, viene riportata la carta degli spessori, ottenuta come risultato finale dell'operazione di confronto.

Come ultima operazione sono stati tracciati alcuni profili longitudinali e trasversali al ghiacciaio; le quote lungo i profili considerati sono state ottenute automaticamente applicando un'apposita estensione ArcView ai modelli digitali di elevazione relativi ai due rilievi. I risultati sono rappresentati nelle figure da 7 a 11.

5 - COMMENTO AI RISULTATI OTTENUTI

Il bilancio ottenuto dal confronto delle due superfici ha consentito di quantificare la variazione annuale di volume del ghiacciaio, pari a -135800 m³ circa. In base alle misure di spessore dell'accumulo, eseguite regolarmente nel corso del periodo in esame, si può ritenere che tale perdita di volume sia avvenuta essenzialmente a spese del firn, il che consente di adottare un valore di densità media pari a 0,7 t/ m³ (PICCINI, 2003, comunicazione personale; VOICULESCU, 2001). Ne risulta pertanto un bilancio di - 95000 m³ equivalente in acqua (w.e.), che rapportato alla superficie rilevata corrisponde a un valore di - 0,56 m equivalente in acqua.

Un'informazione aggiuntiva, che può essere ricavata dal confronto tra i due rilievi, è la distribuzione delle variazioni di spessore, riportata nella carta di fig. 4. Si evidenziano:

- un innalzamento della superficie glaciale nel settore intermedio, e più precisamente nella fascia compresa tra le quote 2770 e 2830 m, con ogni probabilità legato all'avanzamento degli abbondanti accumuli verificatisi nelle zone più elevate del ghiacciaio durante l'inverno 2000-2001;
- un'area centrale di maggior riduzione volumetrica, che taglia in senso longitudinale la fascia precedentemente descritta, probabilmente legata alla maggior esposizione alla radiazione solare del settore in questione.

Un esame comparato delle riprese fotografiche eseguite in occasione dei due rilievi conferma le osservazioni sopra esposte (foto 2 e 3).

6 - CONCLUSIONI

L'esperienza condotta ha fornito risultati assai incoraggianti, sia dal punto di vista metodologico sia della qualità dei risultati ottenuti. La rapidità di esecuzione dei rilievi, associata all'elevata precisione del metodo di misura, consente di ritenere la tecnica utilizzata idonea alla misura delle variazioni volumetriche di un ghiacciaio e rappresenta uno stimolo a proseguire i rilievi nel sito esaminato e a estenderli ad altri apparati glaciali.

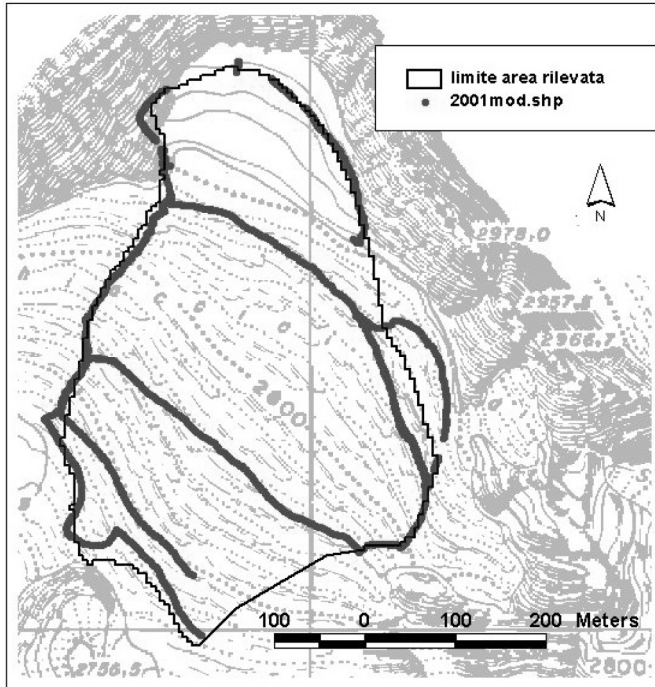


Fig. 1: traiettorie seguite nel corso del rilievo 2001.

Fig. 1: trajectories covered during the 2001 survey.

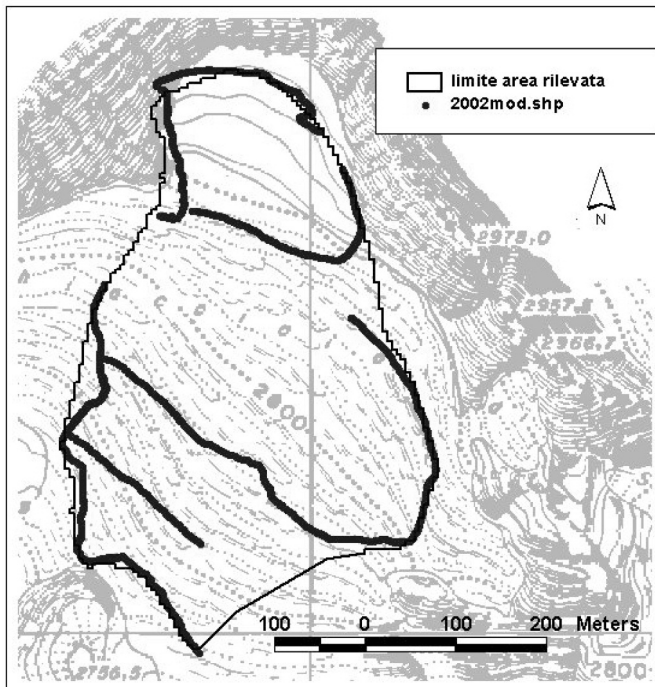


Fig. 2: traiettorie seguite nel corso del rilievo 2002.

Fig. 2: trajectories covered during the 2002 survey.

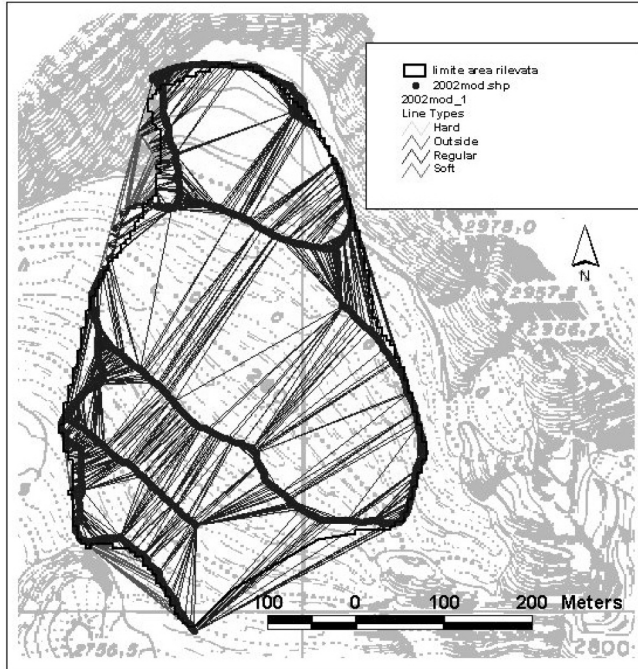


Fig. 3: esempio di TIN: si notano i punti del rilievo, la maglia di triangoli e la linea che delimita l'area di studio.
 Fig. 3: example of TIN; the survey points, the triangular grids and the line defining the investigation area are displayed.

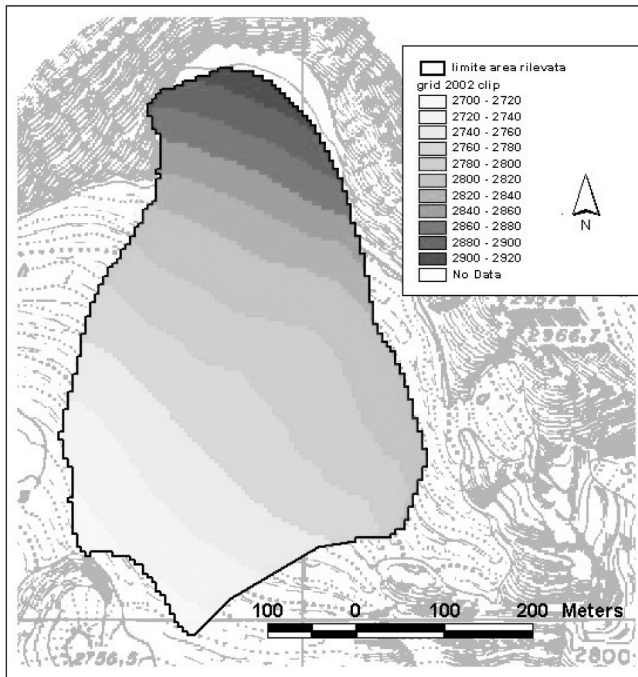


Fig. 4: esempio di grid: modello a maglia quadrata relativo all'anno 2002.
 Fig. 4: example of grid: square grid pattern of the year 2002.

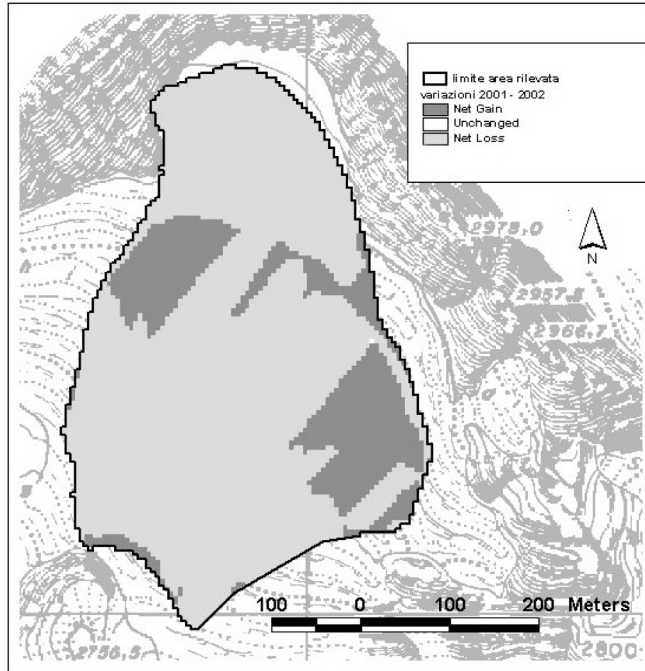


Fig. 5: copertura poligonale risultante dall'operazione di cutfill: si individuano le zone di erosione, di deposito e quelle invariate.

Fig. 5: polygonal cover coming from the cutfill operation: one can see the erosion, deposits and unchanged areas.

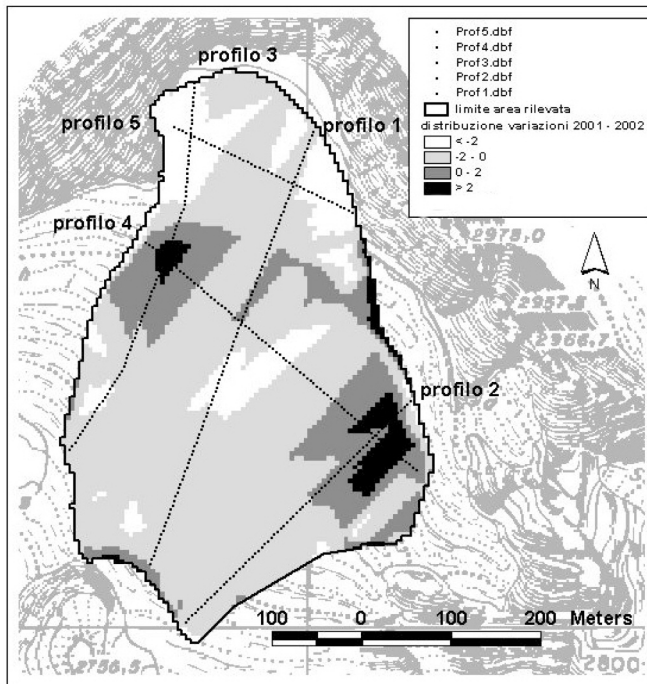
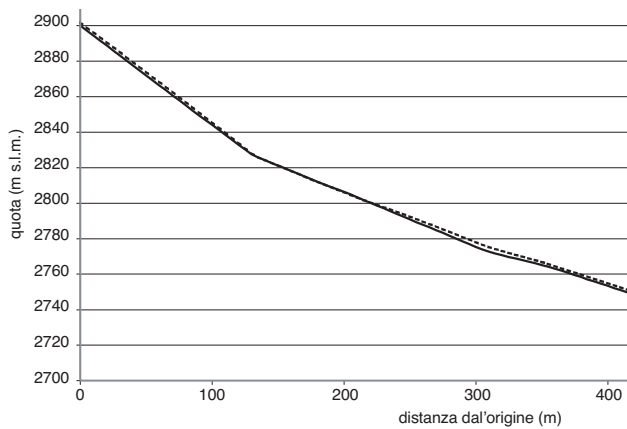
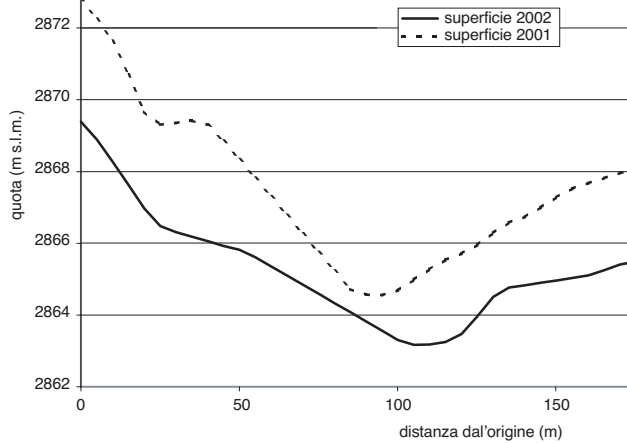
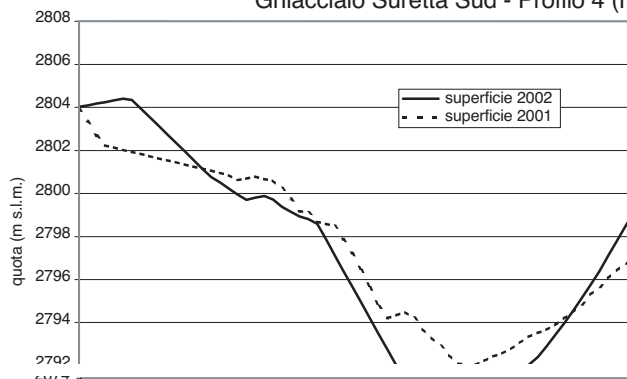


Fig. 6: grid delle differenze di spessore del ghiaccio, ricavato sottraendo al grid del 2002 il grid del 2001.

Fig. 6: ice thickness variation grid, obtained by subtracting the 2001 grid from the 2002 grid.



Ghiacciaio Suretta Sud - Profilo 4 (N)



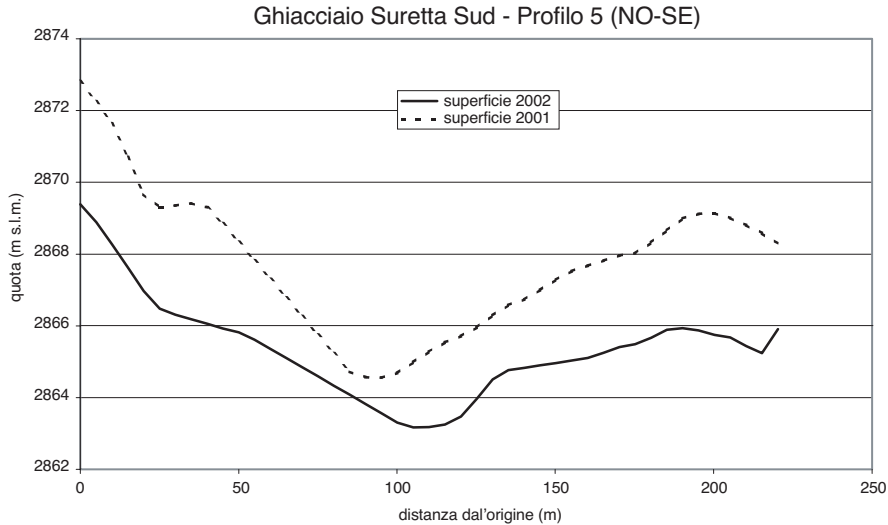


Fig. 7-11: profili della superficie del ghiacciaio: longitudinale centrale (fig. 7); longitudinale sinistro (fig. 8); longitudinale destro (fig. 9); trasversale inferiore (fig. 10); longitudinale superiore (fig. 11).

Fig. 7-11: profiles of the glacier surface: central longitudinal (fig. 7); left longitudinal (fig. 8); right longitudinal (fig. 9); lower transversal (fig. 10); upper longitudinal (fig. 11). Abscissa: distance (m); ordinate: altitude (m a.s.l.).

BIBLIOGRAFIA

- FRASSONI A., ROSSI G.C. & TAMBURINI A. (2001) - *Studio del Ghiacciaio dell'Adamello mediante indagini georadar*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., V, pp. 77-84.
- MERLI F., PAVAN M., ROSSI G.C., SMIRAGLIA C., TAMBURINI A. & UBIALI G. (2001) - *Variazioni di spessore e di volume della lingua del Ghiacciaio dei Forni (Alpi Centrali, Gruppo Ortles-Cevedale) nel XX secolo. Risultati e confronti di metodologie*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., V, pp. 121-128.
- MERCALLI L., CAT BERRO D., MORTARA G. & TAMBURINI A. (2002a) - *Un lago sul ghiacciaio del Rocciamelone, Alpi Occidentali: caratteristiche e rischio potenziale*. NIMBUS Rivista Soc. Meteorologica Italiana, n. 23-24, anno VII (1-4), ed. settembre 2002, pp. 3-9.
- MORTARA G. & MERCALLI L. (2002b) - *Il lago epiglaciale "Effimero" sul ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa*.



- NIMBUS Rivista Soc. Meteorologica Italiana, n. 23-24, VII (1-4), ed. sett. 2002, pp. 10-17.
- MERCALLI L., MORTARA G. & TAMBURINI A. (2002c) - *Il Ghiacciaio sospeso della Croce Rossa, valli di Lanzo: misure ed evoluzione recente*. NIMBUS Riv. Soc. Meteorol. Ital., n. 23-24, anno VII (1-4), ed. sett. 2002, pp. 18-26.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (1992). *Ghiacciai in Lombardia*. Nuovo Catasto dei ghiacciai lombardi. A cura di Antonio Galluccio, Guido Catasta, ed. Bolis, Bergamo, pp. 42-43.
- VOICULESCU M. (2001) - *Considerazioni sulla presenza della neve in estate nella zona periglaciale del Massiccio Făgăraș (Carpați Rumeni)*. (trad. dal francese di G. Catasta). Terra Glacialis, IV, 2001, pp. 47-55.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia la società Enel.Hydro S.p.A. per aver gentilmente messo a disposizione le attrezzature utilizzate nel rilievo ed i software per l'elaborazione dei dati.

ABSTRACT

Le variazioni volumetriche di un ghiacciaio possono essere determinate mediante confronto tra cartografie risalenti a periodi diversi. Tale approccio consente di superare i limiti legati all'utilizzo di misure puntuali eseguite in corrispondenza delle paline, il cui numero può essere insufficiente e la cui distribuzione può essere poco significativa. Per contro il metodo richiede la disponibilità di rilievi frequenti, la cui esecuzione può essere onerosa sia in termini temporali che economici. Di qui la necessità di disporre di tecniche di misura accessibili e di facile impiego, che consentano di eseguire i rilievi in tempi brevi e con limitato dispendio di energie e risorse. La tecnica GPS differenziale risponde a questi requisiti. Nel presente lavoro viene descritta l'esperienza svolta sul Ghiacciaio di Suretta Sud, la cui superficie è stata pressoché interamente rilevata con tale tecnica per due anni consecutivi. Le coordinate planoaltimetriche dei punti costituenti le traiettorie seguite nel corso del rilievo hanno consentito la realizzazione dei DEM della superficie glaciale alle diverse epoche, i quali, confrontati con l'ausilio del programma Arc-View hanno consentito di valutare la variazione volumetrica del ghiacciaio nel periodo considerato, pari a - 135800 m³, circa, corrispondente a un bilancio di massa di - 95000 m³ we.

Parole chiave: *Suretta Sud, GPS differenziale, DEM, TIN, GRID, GIS Mobile, ESRI ArcPad, ESRI ArcView*

Volume variations of a glacier can be determined through a cartographic comparison of maps drawn in different periods. On one hand, such approach overcomes the limits of measurements based on the use of reference rods, whose number may not be sufficient and whose distribution could be questionable. On the other hand it requires the availability of frequent surveys, whose execution can imply both a time and a financial burden. It is therefore necessary to have easily accessible and user-friendly survey techniques, allowing the surveys to be carried out in a short time and with limited use of energy and resources. The GPS differential technique meets both requirements. This article describes the activity carried out at the Suretta South Glacier, where most of the ice flow was surveyed with this technique for two consecutive years. The planaltimetric co-ordinates of the points forming the trajectories travelled during the survey allowed the realization of DEMs of the glacial surface in different years; a comparison of the DEMs with the use of ArcView software, made possible an evaluation of the glacier's volume variations over the examined period, equal to about -135800 m³ and equivalent to a mass balance loss of 95000 m³ we.

Key words: *Suretta South, differential GPS, DEM, TIN, GRID, Mobile GIS, ESRI ArcPad, ESRI ArcView*

Les variations volumétriques d'un glacier peuvent être déterminées en comparant des cartographies qui appartiennent à différentes époques. Cette méthode donne la possibilité de dépasser la limite liée aux mesures près des jalons, dont le numéro peut être insuffisant et la distribution sur le glacier peut être peu significative. Mais cette méthode demande des relèvements fréquents, qui sont onéreux au niveau de temps et au niveau financier. Il est donc nécessaire l'emploi de techniques de mesure plus accessibles et faciles, qui relèvent les données aisément, en économisant les énergies et les ressources, par exemple la technique du GPS différentiel. Dans cet étude-ci, on décrit l'expérience sur le glacier de Suretta Sud : sa surface a été étudiée pour deux années consécutives en utilisant cette méthode. Les coordonnées planoaltimétriques des points qui constituent les trajectoires suivies pendant le relèvement, ont abouti à la réalisation des DEM de la surface glaciale pendant les différentes époques. En utilisant ces données et le support du programme Arc-View, on a établi la variation volumétrique du glacier pendant la période donnée, qui est de -135800 m³ environ, qui correspond à un bilan de masse de -95000 m³ we.

Mots clés: *Suretta Sud, GPS différentiel, DEM, TIN, GRID, GIS Mobile, ESRI ArcPad, ESRI ArcView*

A. Tamburini (* **), M. Lojacono (**), M. Belotti (*)

VOLUME VARIATIONS OF A GLACIER DETERMINED BY USING DIFFERENTIAL GPS SURVEYS

(Suretta South Glacier, Spluga Valley, Italy)

1 - INTRODUCTION

GPS technology is currently being used in different areas of glaciological research, such as the georeferencing of geophysical and bathymetric surveys, the measurement of displacements or the field surveys of glacial surfaces (to calculate the volume variations occurred over a certain period of time through a comparison with previous cartography) (SEE: FRASSONI et al., 2001; MERLI et al., 2001; MERCALLI et al., 2002a; MORTARA et al., 2002b; MERCALLI et al., 2002c). Depending upon the different requirements of the survey or the precision needed, it is possible to select different measurement techniques. For the survey of the Suretta South Glacier, the *inference-kinematics*¹ technique was selected; this method requires the simultaneous use of two GPS stations capable of registering phase measurements (MERLI et al., 2001). The precision factor of this technique is typically two centimetres on the horizontal level and four centimetres on the vertical level, making it suitable for the objective of this work. Considering the experimental character of this activity, plus the limited resources available, we selected an area with favourable exposure and optimal morphological features, i.e. limited extension, good satellite visibility, quick access to the survey area and easy practicability of the surface to be surveyed. So far, two survey campaigns have been carried out, the first one on the 25th August 2001, the second one on 31st August 2002.

2 - DESCRIPTION OF THE INVESTIGATED AREA

The Suretta South Glacier, the first glacier of the Rhaetian Alps, is located in the upper S. Giacomo valley near the Splügen pass; it is set in a cirque-valley on the southern side of the crest delimited by all the peaks making up the Pizzo Suretta (3027 a.s.l.) and has the following characteristics: direct and avalanche feeding; southern exposure, maximum and minimum altitude of 2900 and 2680 m a.s.l. respectively (*Servizio Glaciologico Lombardo*, 1989). The first pictures of the glacier were taken at the beginning of the 20th century by GROPPO (a summer ski competition) and by BRASCA, who was more involved with toponymy and quick measurements of altitude. Still, the pictures showed a very different glacier from the present one; matching the first observations by FENAROLI (1928), its frontal area had three lobes. Since then, the reports only mentioned shrinkages or impossibility to carry out the surveys, either by PIGNANELLI (1931-1965) who measured a total retreat of 272 m or SCARAMELLINI (1980-1984) who recorded a retreat of 21,5 m.

However, in 1990 LOJACONO reported the presence of a recently formed moraine at the glacier minimum altitude (2689 m a.s.l.). From 1991 onward, the glacier underwent a series of retreats, for a total of 103 m; but thickness and mass reductions could be appreciated only by comparing the pictures, which showed an ever increasing drift cover at the terminus and an enlargement of the floating moraine located in the middle of the glacier (photo 2 and 3). From August 2001 onward, the annual surveys of the glacial surface were carried out by using the differential GPS technique, to allow a precise measurement of ice volume variations.

3 - SURVEYS' EXECUTION PATTERN

The survey of the glacier surface was carried out by using two GPS receivers at the same time, one carried on the operator's back (photo 1), the other one bolted to the same reference point used for the first survey and consisting of a threaded steel pin set into the rock with bi-component resin. This ensured the compatibility of surveys carried out in different years, thus the possibility to make comparisons. Two Trimble 4000SSE dual frequency GPS receivers equipped with geodetic aerial were utilized. The trajectories covered during the surveys are represented respectively in fig. 1 and 2. The glacier was traversed along a series of tracks spaced 80 to 200 m in-between. The position of the tracks was determined by the morphology of the glacier surface, in order to meet the twofold need of mapping the changes of inclination and delimiting the investigation area. During the second survey a GIS Mobile station was used together with the above-mentioned equipment. The station was formed by a Compaq Ipaq palm-PC with serial connection to the GPS receiver and equipped with ArcPad software, which allowed the immediate display of the operator's position during the survey on a cartographic basis of CTR 1:10 000. It was therefore possible to travel almost the same paths of the previous survey, provided that they were significant for the description of the glacial surface according to the above-

* Enel.Hydro S.p.a., via Pastrengo, 9, 24068 Seriate (BG); ** Servizio Glaciologico Lombardo;

¹ this technique is based upon the use of a couple of GPS receivers capable of measuring phase shifts; one of the receivers is set at a vertex of known coordinates and, at pre-determined intervals, the position of the mobile station is recorded with a centimetric precision both on the horizontal and vertical plane.

mentioned criteria. On both occasions, the whole operation took slightly more than three hours, which proved the high effectiveness of such survey technique.

Photo 1: see page 12

4 - DATA PROCESSING

Data obtained during the campaign were processed with the Trimble GPSurvey software to derive the horizontal and vertical coordinates of the points forming the path travelled by the operator, sampled at a pre-set time interval (3 seconds).

Photo 2 and 3: see page 13

Additional processing enabled the production of a digital map showing the elevation of each surveyed surface; by comparing the surfaces it was then possible to obtain the glacier's volume variation in the interval between the two surveys. To do this, the operators used the ArcView GIS software of Esri Inc. and its 3D Analyst and Spatial Analyst extensions. First of all, using position and altitude data, two shape files of the points were created, one each for the 2001 and 2002 survey campaigns. The altitude was filed as an attribute of each point. A digital pattern of the terrain was then produced for both surveys, based on a grid of irregular triangles (TIN) originating from the above points, using the functions of the 3D Analyst module. An example of TIN related to the 2001 surface can be seen in fig. 3. To allow a proper comparison, both TINs were delimited by a closed line, assumed as the perimeter of the common area measured in both years, whose surface was equal to 17 ha, this being nearly 75% of the whole glacial area. From the TINs, two square grid elevation patterns (GRID) were created. The raster model, though less preservative than the TIN model versus the data obtained, allowed an easier calculation of ablation and accumulation through a series of simple operations between the corresponding cells of the two overlapped matrices. An example of the GRID is represented in fig. 4. In order to be able to overlap the raster models, an extension common to both models and the same cell side of 5 m were utilized. At this stage, using the map algebra functions implemented in ArcView-Spatial Analyst module, the operators calculated the overall balance of ablation and accumulation (cutfill) and built the thickness' grid by subtracting the 2001 grid from the 2002 one. In particular, fig. 5 shows the result of the cutfill operation, which evidenced the distribution of ablation zones, accumulation zones and unchanged zones. Finally, fig. 6 shows the thickness map, which was the end result of the comparison operation. As a last operation, some longitudinal and transversal profiles of the glacier were drawn; the altitudes along the above profiles were automatically obtained by applying a special ArcView extension to the digital elevation models (DEMs) of the two surveys. The results are shown in fig. 7 to 11.

5 - COMMENT ON THE OUTCOME

The end result of the comparison between the two surfaces allowed a quantification the annual volume variation of the glacier, equal to about - 135800 m³. On the basis of the accumulation thickness surveys, which were regularly carried out during that period, one could assume that volume loss occurred mainly at the expense of firn, having an average density of 0,7 t/ m³ (PICCINI, 2003, personal communication; VOICULESCU, 2001). The outcome was therefore a balance of - 95000 m³ water equivalent (w.e.) which, if spread over the surveyed area, would equate to - 0,56 m, water equivalent. The comparison between the two surveys provided additional information on the distribution of thickness variations, as indicated by fig. 4. The following should be pointed out:

- the uprising of the glacial surface in the intermediate sector, more precisely in the area between 2770 and 2830 m of altitude, was probably due to the progression of the abundant accumulation occurred in the upper reaches of the glacier during the 2000-2001 winter;
- the dip in the central area, showing higher volume shrinkage and crossing longitudinally the above-mentioned portion, was probably the result of a greater exposure to sun radiation within the examined sector.

A comparison between the pictures taken during the two surveys confirmed the above considerations (photo 2 and 3).

6 - CONCLUSIONS

This activity proved very encouraging both from the methodological point of view and the quality of the final results. The quick execution, coupled with the high precision of the survey method, proved that this technique was suitable for surveying glacier's volume variations thus providing an incentive to continue with the survey of this glacier and extend it to other glaciers.

Fig. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 and 11: see pages 15, 16, 17, 18 and 19

CREDITS: thanks to the Enel Hydro S.p.A. for kindly providing the equipment used during the survey and the software for data processing.

REFERENCES and ABSTRACT (see pages 19-20)

2 - TOPONOMASTICA DEL GHIACCIAIO DEL BELVEDERE

Il Catasto dei Ghiacciai Italiani (CGI-CNR, 1959-1962) assegna vari numeri ai ghiacciai che concorrono a formare la lingua terminale di quello che oggi è considerato il Ghiacciaio del Belvedere. Con il numero 321 è indicato come unità autonoma il Ghiacciaio Locce Nord, pur conflueno nel Ghiacciaio del Belvedere e formando con questi un *continuo*, cioè una massa glaciale senza soluzione di continuità, criterio, come detto, introdotto dal DE MARCHI (1895) e confermato da HUTTER (1983). La giustificazione di un proprio numero di catasto sta nella presenza di una fronte autonoma, immersa nel Lago delle Locce, che condizionò in passato la meccanica della parte terminale del ghiacciaio risultante quella di un *tide-water glacier* (MAZZA, 1998). Con il numero 322 è indicato il Ghiacciaio del Signal, collegato in alto e in basso con il corpo principale del Ghiacciaio del Belvedere, e perciò formante anch'esso un *continuo* con quest'ultimo: non vi era dunque alcuna giustificazione nell'attribuire un numero di catasto e un nome, se non a fini geografici e alpinistici, a questa corrente di ghiaccio.



Foto A: il versante Est del Monte Rosa e il Ghiacciaio di Belvedere (in basso). I due lobi frontali, a forma di chela di granchio, raggiungono il fondo della Valle Anzasca (autore ignoto; foto non datata).

Photo A: the eastern side of Monte Rosa and Ghiacciaio di Belvedere. The two frontal lobes, shaped like crab chelae, reach the bottom of Valle Anzasca (Author unknown; undated picture).

Con il numero 323 venne inoltre distinta, sotto la denominazione di Ghiacciaio del Monte Rosa, sia la parte elevata del Ghiacciaio del Belvedere sia quella massa di ghiaccio, oggi totalmente indipendente, posta sulla parete NE del Monte Rosa, allora collegato lateralmente al ghiacciaio principale; il numero 325 era invece assegnato alla parte inferiore del complesso glaciale che caratterizza la testata della Valle Anzasca. Tale toponomastica, oggi superata, è ancora presente in uno studio recente (HAEBERLI ET ALII, 2002). MONTERIN (1922) utilizzava il toponimo *Ghiacciaio di Macugnaga*, più rappresentativo dell'attuale; esso venne utilizzato nella cartografia IGM a partire dal primo rilevamento del 1884 (Quadrante 29.I, Monte Rosa). Nell'edizione 1925 dello stesso quadrante compare la denominazione di Ghiacciaio del Belvedere, poi accettata da tutta la cartografia ufficiale (IGM, CTR, CNS).

Nel presente studio, con la denominazione di Ghiacciaio del Belvedere (325) si considera la corrente principale di ghiaccio che scende dal Colle Signal (3769 m) e dalla Cresta Tre Amici, costituente un *continuo* con il Ghiacciaio del Signal (n. 322), come già specificato. Con il n. 323 si intende oggi il Ghiacciaio del Monte Rosa, del tutto indipendente dal Ghiacciaio del Belvedere, con quota minima a 3300 m, dopo l'asportazione del lobo frontale che scendeva ancora a 3200 m circa (IGM) prima del 1997. L'innalzamento di quota della fronte si è prodotto a opera della frana iniziata nel 1997, oggi (autunno 2002) pressochè arrestatasi, che ha interessato il settore centrale della parete NE del M. Rosa.

3 - IL GHIACCIAIO DEL BELVEDERE: SUA STORIA RECENTE

Il Ghiacciaio del Belvedere è oggetto di studi fin dalla visita del DE SAUSSURE, avvenuta nel luglio del 1787 (MONTERIN, 1922). Tuttavia, le indagini e le misurazioni sul terreno, nonché la ricostruzione storica della sua evoluzione su base razionale, benchè puramente descrittiva, inizia nel 1914 con U. MONTERIN (1922). Un secondo lavoro che descrive l'evoluzione del Ghiacciaio del Belvedere, con ampia documentazione fotografica dell'ultima massima espansione (1922), è dovuto al SACCO (1930). Un successivo contributo che, rifacendosi alla pubblicazione del MONTERIN, aggiorna la situazione al 1957, è di GILI-BORGHET (1961). Occorre attendere fino al 2000 (MAZZA) per vedere pubblicata un'indagine riassuntiva delle osservazioni effettuate al Ghiacciaio del Belvedere, nonché degli studi e dei rilevamenti del Politecnico Federale di Zurigo, Dipartimento VAW (Idrologia, Costruzioni idriche e Glaciologia), negli anni 1983 e 1984 (relazione inedita). Questo lavoro ha maggior carattere fisico rispetto ai precedenti, una premessa per la comprensione dell'attuale evoluzione del ghiacciaio.

4 - MECCANICA DEI GHIACCIAI

Per tentare di interpretare il recente comportamento del ghiacciaio in studio, si ritiene opportuno ricordare alcuni principi fondamentali di meccanica dei ghiacciai. La deformazione del ghiaccio di ghiacciaio obbedisce alla seguente legge, detta comunemente di GLEN (HOOKE, 1998):

$$de_x / dt = A * t_{ij}^n \quad (1)$$

dove: de_x / dt : *gradiente di deformazione* lungo l'asse x ; t_{ij} : componenti della *tensione di taglio* (driving stress); n : esponente generalmente pari a 3; A : proprietà del materiale in funzione della temperatura.

$$A = A_0 (-Q/RT) \quad (2)$$

dove: A_0 : proprietà di base del materiale (ad es. la densità) indipendente dalla temperatura; $(-Q/RT)$: esponente dell'*equazione di Arrhenius*; $-Q$: energia di attivazione dello scorrimento viscoso per il ghiaccio; T : temperatura; R : costante dei gas perfetti ($8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$).

Dalle formule sopra ricordate si deve dedurre che le proprietà meccaniche del ghiaccio, quindi la sua deformabilità, dipendono principalmente dalla temperatura (PATERSON, 1994).

Tale considerazione è fondamentale per una comprensione almeno parziale di quanto sta avvenendo al Ghiacciaio del Belvedere. L'idea che il ghiaccio del ghiacciaio sia *fragile* in uno strato superficiale e *plastico* (o meglio *viscoso*²) in profondità, espressa da vecchi autori, è oggi da dimenticare: in realtà il ghiaccio si comporta diversamente (il che accade anche per altri corpi policristallini quali i metalli e le leghe in genere) secondo il tipo e il gradiente di sollecitazione. Di questo se ne era già domandata la causa il RENDU (1840). Si ritiene inoltre opportuno tenere presenti (HUTTER, 1983, p. 14) i principi di *conservazione della massa* (3) e della *quantità di moto* (4):

$$dq/dt + \rho v_i = 0 \quad (3)$$

$$\rho dv_i / dt = t_{ij} + \rho f_i \quad (4)$$

dove: dq/dt : variazione della densità del ghiaccio nel tempo; ρ : densità del ghiaccio; v_i : componenti del vettore velocità; t_{ij} : componenti del tensore degli sforzi; f_i : componenti della forza che agisce sul ghiaccio.

5 - EVOLUZIONE DEL GHIACCIAIO DEL BELVEDERE A PARTIRE DAL 1999

Circa l'evoluzione del ghiacciaio a partire dal 1957, si rimanda a MAZZA (2000). Tra i più significativi eventi che hanno riguardato il ghiacciaio negli ultimi decenni, si deve ricordare il passaggio di un'onda cinematica attorno al 1984-1985, che si tradusse in un debole avanzamento della lingua di sinistra (circa 12 m), culminato nel 1992, riconducibile ad annate di forte innevamento, soprattutto al biennio 1977-1978. Dopo la debole onda cinematica, che si estinse dopo il 1992, il ghiacciaio iniziò un costante e lento ritiro che risultò, dal 1992 fino all'estate del 2000, di circa 14 m (pari a 1,75 m annui): una entità assai

² un corpo policristallino si definisce *plastico* quando, nella prova di trazione, è possibile evidenziarne lo snervamento. Ciò non è tecnicamente possibile per il ghiaccio. Tuttavia il ghiaccio può essere anche definito *plastico* o *viscoplastico*. HUTTER (1983) considera il ghiaccio anche come un *fluido non-newtoniano* nel quale, ad un incremento di velocità, non corrisponde un pari incremento di *tensione di taglio*.

modesta rispetto alla sua lunghezza di 5600 m circa (in proiezione orizzontale, a partire dal Colle Signal). Nel 1997 iniziò l'episodio franoso in destra idrografica del Ghiacciaio del Monte Rosa che durò fino a tutto il 2001, comportando, come già scritto, anche l'asportazione del margine destro di questo ghiacciaio, nonché del suo lobo frontale, stabile fin dai rilevamenti IGM del 1934, con quota minima di 3200 m circa. A partire dalla fine di agosto del 1999 la superficie del Ghiacciaio del Belvedere, a quota inferiore a 2200 m, in precedenza piuttosto livellata e interessata da ogive (MAZZA, 2000), iniziò a divenire più scabrosa, movimentata, di percorso alquanto impegnativo. Lo stesso settore del ghiacciaio, nell'agosto del 2000, appariva nettamente sopravlevato nella sua vena centrale; venne fatta l'ipotesi del possibile scatenarsi di un'onda cinematica (MAZZA, 2001). A tale proposito MAZZA scriveva: *“A partire da 2500 m circa, la lingua principale del ghiacciaio è ricoperta dal materiale della frana alla destra (idr.) del Ghiacciaio del Monte Rosa (323), con origine attorno a 3600 m; sarà interessante vedere la ripercussione alla fronte tra qualche anno, sia per l'apporto di ghiaccio che per la maggiore copertura morenica. La frana sembra tagliare in due la parete; il materiale che sta continuamente franando da oltre 2 anni è costituito da detrito di falda; la frana non si sarebbe arrestata totalmente nemmeno d'inverno (inf. pers. di M. Midali). Un primo effetto potrebbe già essere l'aumento di quota del settore centrale della lingua del Belvedere, diversamente inspiegabile, con condizioni di alimentazione scarsa a partire dal 1987; la sopraelevazione si spinge fino alla pista che dal Belvedere conduce all'Alpe Fillar. La fotografia annuale per il Gb. di Castelfranco (327) conferma l'innalzamento della superficie del ghiacciaio (omissis)”*.



Foto 1 e 2: il Ghiacciaio di Castelfranco, visto dal Belvedere, 1948 m (a sinistra il 25.08.1999; a destra il 5.08.2002). (A. Mazza).
 Photo 1 and 2: Castelfranco glacier, seen from Belvedere, 1948 m (on the left 1999.08.25; on the right 2002.08.05).

Nel maggio 2001 è stata segnalata l'evoluzione inaspettata del ghiacciaio in argomento. In effetti, il 3 luglio 2001, contro la collina del Belvedere (1948 m) il ghiacciaio si trovava a quota 1938 m invece che ai 1926 m dell'estate 2000. Ancor più marcato era l'incremento di quota del Ghiacciaio del Belvedere alla Breccia Pedriola ove si presentava una parete di ghiaccio alta circa 40 m, con quota superiore oltre i 2120 m, riferita all'altitudine di 2117 m della Cappella Pisati (foto 3 e 4).



Foto 3: la lingua principale del Ghiacciaio del Belvedere, vista dalla Cappella Pisati, 2117 m; la superficie del ghiacciaio è molto più alta del filo della morena storica deposta. (A. Mazza, 21 Giugno 2002).

Photo 3: the main tongue of Ghiacciaio del Belvedere, seen from Cappella Pisati, 2117 m; the glacier surface is much higher than the historical right moraine. (A. Mazza, 2002.06.21).

L'inverno 2000-2001 era stato caratterizzato da intense precipitazioni nevose; al Rifugio G. Oberto, 2796 m (CAI-Macugnaga), già ai primi di novembre si registrava un manto nevoso di 3 m circa (inf. pers. di M. Midali); lo stesso spessore era ancora presente a metà maggio 2001 (inf. pers. di R. Marone). E' però da escludere un effetto di tale coltre nevosa sul fenomeno constatato poichè, in base alla teoria delle onde cinematiche, per il ghiacciaio del Belvedere si deve ipotizzare un tempo di risposta di 8-12 anni circa, ovviamente variabile secondo l'andamento termico estivo. Non si può quindi prendere in considerazione il forte innevamento invernale e primaverile 2000-2001 per spiegare il fenomeno osservato. Alla stessa data, il Ghiacciaio Nord delle Locce, anche se innevato fino alla fronte, già presentava un ritiro di 4 m, evidentemente non in fase con il troppo recente abbondante innevamento. Nell'anno seguente (2002), a una visita il 24 marzo, l'onda cinematica continuava ancora più intensa; infatti, il margine sinistro della lingua terminale destra aveva superato la morena di sponda, asportando la vegetazione di *alnus viridis* e scaricando sia blocchi di ghiaccio sia massi e detriti terrosi sul valloncetto a lato. La parete di ghiaccio nerastro, impregnato di morenico, si estendeva verso valle, dalla collina morenica del Belvedere, per oltre 300 m. Tale situazione riceveva conferma in successive visite a partire dal 21 giugno 2002: alla collina morenica del Belvedere (1948 m CTR) la superficie del ghiacciaio si era innalzata di altri 4 m ($1942 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$, determinazione mediante altimetro). Si deve però sottolineare, come ripetutamente scritto da MAZZA (1986-2002) che la lingua di destra ha presentato una continua risalita di quota negli ultimi 10 anni, tanto da rendere difficile, e infine impossibile, già nel 2001, l'uso della teleferica per il trasporto dei materiali al Rif. Zamboni-Zappa.

La fronte di destra è oggi (2002) quasi totalmente scoperta ma la sua quota inferiore rimane ferma a circa 1820 m, contro il monticello morenico quotato 1822 m sulla CTR-Piemonte.

Anche la lingua di sinistra appariva sopraelevata; una parete di ghiaccio alta da 5 a 10 m si era formata in destra idrografica e si era già propagata fin nei pressi della fronte. La misura della variazione frontale, effettuata il 29 agosto 2002, rivelava un avanzamento di 15 m; tale espansione, relativamente modesta, farebbe escludere l'ipotesi del *surge*, ventilata in un primo tempo.



Foto 4: la Breccia Pedriola nel 2002; nel 2000 da questo punto il ghiaccio non era più visibile sia per l'abbassamento del livello del ghiacciaio, sia per la deposizione di morenico. (A. Mazza, 5 agosto 2002).

Photo 4: Pedriola gap in summer 2002; in 2000 no ice could be seen, both owing to lowering of the glacier surface and moraine deposition. (A. Mazza, 2002.08.05).



Foto 5: la lingua di destra del Ghiacciaio del Belvedere, vista dalla capanna Hinderbalmo, 1915 m; è chiaramente visibile lo sfondamento della morena laterale sinistra. (A. Mazza, 29 agosto 2002).

Photo 5: the right tongue of Ghiacciaio del Belvedere, seen from Hinderbalmo but, 1915 m; the overriding of its left moraine is clearly visible. (A. Mazza, 2002.08.29).



Contro tale ipotesi sta inoltre (1) la mancanza della tipica morfologia del morenico frontale, nel quale si estingue il *surge*, (2) la velocità superficiale relativamente modesta del ghiacciaio - circa 100-110 m/anno (inf. pers. di A. КААВ, 2002) - e (3) l'inesistenza di un *block flow*³, che nel fenomeno del surge, sostituisce il moto di scorrimento viscoso caratteristico dei ghiacciai. La velocità superficiale del ghiacciaio, determinata su fotogrammi aerei, è quella tipica di un'onda cinematica (3-4 volte la velocità del ghiacciaio, da assumersi in 30-35 m/anno, in dipendenza dal suo spessore, per il Ghiacciaio del Belvedere in condizioni stazionarietà). Un recente studio sul Variegated Glacier (EISEN O. & ALII, 2001) indica che questo ghiacciaio entra in surge non appena lo spessore pluriennale di neve di accumulo invernale raggiunge 43,5 m w/e (water equivalent). Ciò è peraltro difficile da stabilire al Ghiacciaio del Belvedere, mancando una cartografia di dettaglio, dotata di riferimenti geodetici comuni nelle diverse edizioni (*datum, proiezione, coordinate*), che consenta di valutare la riduzione di spessore nelle parti elevate del ghiacciaio, come ipotizzato da HAEBERLI (inf. personali), né essendo possibile effettuare un tradizionale bilancio di massa sui ripidissimi pendii superiori (> 40°).



Foto 6: il Ghiacciaio del Nordend con la sua morena sinistra deposta, visibile fino al 1999 dal Belvedere, 1948 m. (A. Mazza, 25 agosto 1999).

Photo 6: Nordend glacier with its historical left moraine, seen from Belvedere, 1948 m. (A. Mazza, 25 agosto 1999.08.25).



Foto 7: a partire dal 2001, non è più visibile la morena deposta del Ghiacciaio del Nordend, per il forte innalzamento della superficie del Gb. del Belvedere. (A. Mazza, 26 agosto 2001).

Photo 7: the left moraine of Ghiacciaio del Nordend can no longer be seen from Belvedere, 1948 m, owing to the strong increase in surface elevation of Ghiacciaio del Belvedere.

Di notevole importanza è il riscontro della formazione (giugno 2001) di un laghetto ai piedi della parete NE del M. Rosa, la cui quota (circa 2150 m) non fu possibile determinare con precisione per la difficoltà e pericolosità dell'accesso. Nel giugno 2002 (foto 8 e 9) il lago, nel frattempo denominato Effimero, ha assunto dimensioni superiori a quelle del Lago delle Locce, tanto da richiedere interventi

³ *flusso a blocchi*: il ghiaccio si frattura in numerosissimi pezzi perché non riesce a mantenere il flusso viscoso a causa della elevata velocità di scorrimento tipica delle fasi di *surge*.

estremi ai fini di un suo svuotamento. Pur ritenendosi sensato e doveroso affrontare il problema, dato il precedente calamitoso del Lago delle Locce (MAZZA, 1998), si deve lamentare che gli interventi della Protezione Civile hanno comportato un'inaccettabile alterazione ambientale.

Lo svuotamento del lago, la cui genesi deve ricercarsi, più che nella fusione locale di ghiaccio, in un accumulo d'acqua causato dall'abbassamento della superficie del ghiacciaio, avvenne poi gradualmente per naturale percolazione dell'acqua nei crepacci. Si tenga presente in proposito che la diffusività termica nel ghiaccio (PATERSON, 1994) è data da:

$$1,09 * 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad (5)$$

fattore quindi che non giustifica l'ipotesi di fusione del ghiaccio a causa di moti convettivi dell'acqua dovuti a differenze di temperatura tra superficie e zona di contatto con il ghiaccio.



Foto 8 e 9: il Lago Effimero, come si presentava il 21 giugno (sopra) e il 5 agosto 2002 (sotto). (A. Mazza).

Photo 8 e 9: Lake Effimero, as of 21th June and as of 5th August 2002.



Tornando all'avanzata recente del Ghiacciaio di Belvedere, quattro fattori possono aver contribuito al verificarsi del fenomeno:

- 1) il riscaldamento globale (indipendentemente dalle sue cause) ha innalzato di almeno 150 m la quota dello 0 °C medio annuo, attualmente collocabile tra 2900 e 3000 m (quota del nevato); ciò ha reso il ghiacciaio più tenero (*softer*), quindi più facilmente deformabile; il passaggio dal ghiaccio freddo al ghiaccio temperato ha verosimilmente destabilizzato i grandi pendii ghiacciati posti sotto la Cresta Tre Amici, mobilizzando notevoli quantità di ghiaccio. E' noto che a 0 °C (273,15 K) i contorni dei grani possono essere parzialmente allo stato liquido (LLIBOUTRY, 2002) e quindi facilitare la deformazione del ghiaccio; tale fenomeno è ancor più marcato a 273,16 K (punto triplo dell'acqua; temperatura massima assoluta dell'acqua allo stato solido);
- 2) il sovraccarico sul ghiacciaio dovuto all'impatto della miscela roccia-ghiaccio (densità superiore a quella del solo ghiaccio, che è circa 0,910) che precipita sul Ghiacciaio del Belvedere dal 1997, con conseguente aumento della quantità di moto ($m \cdot v$) dello stesso;
- 3) l'abbondanza d'acqua che proviene sia dalla parete NE del M. Rosa sia dalla fusione del ghiaccio in relazione alla bassa quota della lingua terminale;
- 4) la reologia del morenico di fondo (*till*), influenzata dall'acqua e dalla relativa pressione (COHEN, 2000; TRUFFER et alii, 2001), può contribuire in modo sostanziale ad incrementare la velocità superficiale del ghiacciaio.

Impossibile fare affermazioni sul tempo di reazione (istante in cui una variazione climatica innesca quella della massa glaciale) e sul tempo di risposta (tempo tra inizio della reazione e variazione di quota e frontale di un ghiacciaio) del ghiacciaio in studio, mancando qualsiasi dato di accumulo nelle parti elevate dello stesso ghiacciaio e potendosi soltanto estrapolare valori di temperatura sulla base di quelli misurati dai ricercatori svizzeri in più occasioni al Colle Gnifetti, 4450 m (-14 °C in superficie)⁴.

6 - OSSERVAZIONE FINALE

È attualmente ancora impossibile definire univocamente le cause del fenomeno di espansione constatato al Ghiacciaio del Belvedere a partire dal 2000. Ulteriori rilevamenti sono in corso; l'analisi delle fotografie aeree e la deduzione della velocità superficiale del ghiacciaio potranno in futuro contribuire a chiarire il fenomeno in atto. A monte della Breccia Pedriola vi sono (settembre 2002) i primi segni che il massimo del *bulge* dell'onda cinematica è già passato.

BIBLIOGRAFIA

- CGI-CNR (1959-1962) - *Catasto dei ghiacciai italiani. Voll. 4*. Comitato Glaciologico Italiano, Torino.
- COHEN D. (2000) - *Rheology of ice at the bed of Engabreen, Norway*. J. Glaciol., 46, 155, 611-621.
- DE MARCHI L. (1895) - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai*. Rendiconti del R. Istituto Lombardo di Scienze e Lettere. 18, 25-37.
- DE MARCHI L. (1911) - *La propagation des ondes dans les glaciers*. Zeit Gletscherkunde, 5, 507-511.
- EISEN O., HARRISON H. D., RAYMOND C. F. (2001) - *The surge of Variegated glacier, Alaska, USA, and their connection to climate and mass balance*. J. Glaciol., 47, 158, 351-358.
- FINSTERWALDER S. (1907) - *Die Theorie der Gletscherschwankungen*. Zeit. Gletscherkunde, 2, 81-101.
- GILI-BORGHET A. (1961) - *Il Ghiacciaio del Belvedere e gli studi compiuti sino all'anno 1957*. Boll. CGI, II^o s., 10, 33-53.
- HAEBERLI W. ET ALII (2002) - *A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps*. Norsk Geogrphisk Tidsskrift, 56, 104-111.
- HOOKE LEB. R. (1998) - *Principles of glacier mechanics*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, USA.
- HUTTER K (1983) - *Theoretical glaciology. Material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets*. D. Reidel Pub. Company, Dordrecht, Olanda.
- LIGHTHILL M. J., WHITHAM G.B. (1955) - *On kinematic waves*. Proc. R. Soc., London, Ser. A, 229, 281-345.

⁴ come già rilevato in lavori precedentemente pubblicati (MAZZA, 1998, 2000, 2002), non esistono dati climatici continuativi e significativi per poter correlare le variazioni frontali del Ghiacciaio del Belvedere con l'evoluzione del clima. Tale argomento non è quindi stato preso in considerazione in questo studio. Qualche dato climatico per la vicina Valle Antrona, parzialmente riferibile all'alta Valle Anzasca, viene ricordato negli studi sopra citati.

- LLIBOUTRY L. (1965) - *Traité de glaciologie*. Vol. 2. Masson, Parigi.
- MAZZA A. (1986-2002) - *Relazioni delle Campagne Glaciologiche. Gruppo del M. Rosa. Gb. del Belvedere*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 9 (1986), 10 (1987), 11 (1988), 12 (1989), 13 (1990), 14 (1991); 16 (1993); 17 (1994); 18 (1995); 19 (1996); 20 (1997), 21 (1998), 22 (1999), 23 (2000), 24 (2001), 25 (2002).
- MAZZA A. (1997) - *The kinematic wave theory: a priority of the Italian glaciology (De Marchi, 1895)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 20, 309-314.
- MAZZA A. (1998) - *Evolution and dynamics of Ghiacciaio Nord delle Locce (Valle Anzasca, Western Alps) from 1984 to the present*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 21, 235-243.
- MAZZA A. (2000) - *Some results of recent investigations on Ghiacciaio del Belvedere (Anzasca Valley, Western Alps) taking into account the glacier mechanics*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 23, 59-71.
- MONTERIN U. (1922) - *Il Ghiacciaio di Macugnaga dal 1780 al 1922*. Boll. CGI, I^a s., 5, 12-40.
- NYE J. F. (1965) - *The frequency response of glaciers*. J. Glaciol., 5, 41, 567-587.
- PATERSON W. S. B. (1994) - *The physics of glaciers, 3rd edition* (section 14), Pergamon, Londra.
- RABUS B. T., FATLAND D. R. (2000) - *Comparison of SAR-interferometric and surveyed velocities on a mountain glacier: Black Rapid glacier, Alaska, USA*. J. Glaciol., 46, 152, 119-128.
- RENDU M. LE CH. (1840) - *Téorie des glaciers de la Savoie*. Imprimerie Puthod, Chambéry.
- SACCO F. (1930) - *Il glacialismo nelle valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola*. Pubbl. N. 10, vol. 4. Libreria del Provveditorato Generale dello Stato, Roma.
- TRUFFER M., ECHELMAYER K. A., HARRISON W. D. (2001) - *Implication of till deformation on glacier dynamics*. J. Glaciol., 47, 156, 123-134.
- VAW/ETH (inedito) - *Studi sul comportamento del Ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Italia*. Relaz. N. 97.3.
- VEATCH F. M. (1969) - *Analysis of a 24-year photographic record in Nisqually Glacier, Mount Rainer Nat. Park, Washington, USA*. USGS Prof. Paper 631.

ABSTRACT

Si accenna alla teoria delle onde cinematiche, priorità della glaciologia italiana, formulata da L. De Marchi nel 1895. Dopo aver chiarito la toponomastica dei principali ghiacciai che scendono dal versante NE del M. Rosa, si ricordano brevemente gli studi pubblicati sul Ghiacciaio del Belvedere prima del 1999, anno in cui appaiono i primi sintomi dell'onda cinematica che percorrerà in seguito il ghiacciaio. L'assenza di dati climatici per l'alta Valle Anzasca non consente di stabilire una relazione tra precipitazioni/temperatura e variazioni frontali del Ghiacciaio del Belvedere. Vengono esposti alcuni principi di meccanica dei ghiacciai, che si ritengono indispensabili per capire la situazione attuale del ghiacciaio. Viene infine descritta l'evoluzione del ghiacciaio a partire dal 1999, esponendo possibili interpretazioni del fenomeno in atto, peraltro ancora insufficienti alla comprensione dello stesso.

Parole chiave: *Ghiacciaio del Belvedere (Italia), surge, onda cinematica*

The kinematic wave theory, priority of the Italian glaciology, suggested by L. De Marchi in 1895, is shortly reviewed. After clarifying the present toponomastics of the glaciers flowing down from the NE wall of Monte Rosa, we recall the main papers on Ghiacciaio del Belvedere published until 2000, the year in which took place the first signs of the future kinematic wave running along the subject glacier. As no climatic data are available for the upper Anzasca Valley, no correlation can be established between precipitations/temperature and terminal fluctuations of Ghiacciaio del Belvedere. Some principles of glacier mechanics are shortly outlined, assuming that they can help in understanding the present evolution of the investigated glacier. And this evolution starting from 1999 is finally outlined, giving some tentative interpretation of the case, which however is far from being fully understood.

Key-words: *Ghiacciaio del Belvedere (Italy), surge, kinematic wave*

On donne des notes sur la théorie des ondes cinématiques, aspect prioritaire pour les études glaciologiques en Italie, formulée par L. De Marchi en 1895. Après avoir donné des informations sur la toponomastique des glaciers qui descendent vers le versant NE du Mont Rose, on rappelle brièvement les études publiés sur le Glacier de Belvedere avant l'année 1999. En 1999 on a enregistré les premiers symptômes de l'onde cinématique qui commence à parcourir ce glacier depuis cette année. La manque des données climatiques relatives à l'haute Valle Anzasca nous empêche d'établir un rapport entre précipitations/températures et variations du front du Glacier de Belvedere. On expose des principes de mécanique des glaciers, nécessaires pour comprendre la situation actuelle du glacier. On décrit enfin l'évolution de ce glacier, étudié depuis 1999, en exposant des possibles interprétations de ce phénomène encore actif, mais toutefois encore insuffisantes pour le comprendre.

Mots clés: *Glacier de Belvedere (Italie), surge, ondes cinématiques*

Alvaro Mazza (*)

THE KINEMATICS WAVE THEORY: A POSSIBLE APPLICATION TO “GHIACCIAIO DEL BELVEDERE” (VALLE ANZASCA, ITALIAN ALPS). PRELIMINARY HYPOTHESIS

1 - THE KINEMATICS WAVE THEORY OF L. DE MARCHI

In 1895, the Italian glaciologist L. DE MARCHI was the first to postulate the *kinematics wave theory*. Starting from the continuity principle, still a fundamental concept in today's physical glaciology (HUTTER, 1983), DE MARCHI hypothesized that a significant mass increase in the upper glacier would be followed, given a certain glacier's geometry, by an ice-wave moving at a speed higher than that of the glacier (DE MARCHI, 1895). The subject was later pursued by S. FINSTERWALDER (1907) using a more complex mathematical approach, and again by the same DE MARCHI (1911). Actual examples of kinematics waves travelling down a glacier have been identified by VALLOT at the Mer de glace and by S. FINSTERWALDER at the Hintereisferner. Glaciers showing a wide accumulation area and a long, narrow ablation tongue, like the Ghiacciaio del Belvedere, may originate a kinematics wave, provided that the accumulation conditions can trigger it.

The idea remained neglected for a long time, until two British researchers, LIDTHILL and WHITHAM (1955), rediscovered the kinematics wave theory, applying it to investigations of river floods and road traffic problems (MAZZA, 1997). Its application to glaciology was initiated by WEERTMAN (1958, in HUTTER, 1983) and by NYE (1965), taking into consideration the mechanical and physical properties of ice and their dependence upon temperature; the approach was mainly based on the glacier's response to variations of its mass balance. A third example of kinematics wave was reported for the Nisqually Glacier on Mount Rainer, Washington, USA (VEATCH, 1969). The kinematics wave theory is now part of all modern glaciology treatises: LLIBOUTRY (1965), HUTTER (1983), PATERSON (1994) and HOOKE (1998). New, in today's kinematics wave theory, is the concept of *diffusion of the wave*: if the diffusion takes place upstream, it can delay, or even cancel, the glacier's response to a climatic fluctuation; on the contrary, a downstream diffusion can shorten the response time.

The scope of this paper is to illustrate why, in the writer's opinion, the kinematics wave theory may apply to the present behaviour of Ghiacciaio del Belvedere. (photo A and fig. 1).

Fig. 1: see page 23

2 - TOPONOMASTICS OF GHIACCIAIO DEL BELVEDERE

The Cadastre of Italian Glaciers (CGI-CNR, 1959-1962) gave different inventory numbers to the ice flows feeding the terminal tongue of the glacier called Ghiacciaio del Belvedere. Under No. 321, the inventory showed Ghiacciaio Nord delle Locce which, though flowing into Ghiacciaio del Belvedere, built a *mass continuum* with it, thus a unique glacial body; a concept introduced in glaciology by DE MARCHI (1895) and confirmed by HUTTER (1983). The separate inventory number might however be justified by the presence of a terminus plunging into the waters of Lago delle Locce, which formerly conditioned the behaviour of the tongue, making it a *tide-water glacier* (MAZZA, 1998). Under No. 322, the CGI showed Ghiacciaio del Signal; this ice stream is still connected to the main body of Ghiacciaio del Belvedere in its upper and lower reaches, hence forming a *continuum* with it. Therefore there is no reason to have a separate inventory number and name, if not for geographical and mountaineering purposes.

Photo A: see page 24

Under No. 323, with the name of *Ghiacciaio del Monte Rosa*, the inventory showed both the upper portion of Ghiacciaio del Belvedere and the currently independent glacier of the steep NE wall of Monte Rosa, at that time connected laterally to the main glacier. No. 325 was assigned to the lower reaches of the glacier filling the upper Valle Anzasca. Such toponymy, though out-of-date, is still present in a recent paper (HAEBERLI ET ALII, 2002).

MONTERIN (1922) called the main glacier *Ghiacciaio di Macugnaga*, a better denomination than the present one; this name was used by IGM (Italian Military Geographic Institute) in their first 1884 map (sheet 29.I, Monte Rosa), but it was changed to Ghiacciaio del Belvedere in the 1925 update of the map and this denomination has been used ever since in all official maps (IGM, CTR, CNS)

This paper, under the name *Ghiacciaio del Belvedere* (325), considers the main ice stream flowing down from Colle Signal (3769 m) and from Cresta Tre Amici, building, as already mentioned, a *continuum* with Ghiacciaio

(*) Comitato Glaciologico Italiano, CAI-Macugnaga

del Signal (No. 322). No. 323 is used for the now stand-alone Ghiacciaio del Monte Rosa; after dropping its terminal lobe, which until 1996 was set at about 3200 m (IGM), is now reaching a minimum elevation of 3300 m. The change was caused by land- and ice slides in the central section of Monte Rosa NE wall from 1977 onward, though this activity is now almost stopped (Autumn 2002).

3 - GHIACCIAIO DEL BELVEDERE: PAST EVOLUTION

Interest in Ghiacciaio del Belvedere was raised as early as July 1787, after a visit paid by DE SAUSSURE (in MONTERIN, 1922). Actual field investigations and measurements, as well as a reconstruction of the glacier's evolution on a more realistic, though only descriptive, base were started in 1914 by MONTERIN (1922). Another study of the evolution of Ghiacciaio del Belvedere, with a rich pictorial documentation of its last maximum expansion (1922), is due to SACCO (1930). A further contribution to the knowledge of Ghiacciaio del Belvedere, mainly based on MONTERIN's paper and tracing its evolution up to 1957, was provided by GILI-BORGHET (1961). We need to wait until 2000 to read a communication by MAZZA, outlining (i) the history of Ghiacciaio del Belvedere after 1957 and (ii) the contribution of investigations by the Federal Polytechnic University of Zurich, VAW Department, carried out in 1983 and 1984. This paper, more physics-oriented, shall be viewed as the base to understand the present evolution of Ghiacciaio del Belvedere.

4 - GLACIER MECHANICS

To better approach the recent behaviour of the glacier, we deem useful to recall some basic principles of glacier mechanics. The deformation of the glacier's ice obeys to the following law, usually referred to as *GLEN'S law* (HOOKE, 1998):

$$de_x / dt = A * t_{ij}^n \quad (1)$$

where: de_x / dt : strain rate along x axis;
 t_{ij} : components of the shear stress (driving stress);
 n : exponent, usually set to 3;
 A : temperature-related property of the material

$$A = A_0 \exp(-Q/RT) \quad (2)$$

where: A_0 : basic property of the material (e.g. density) unrelated to temperature;
 $(-Q/RT)$ = *Arrhenius's equation* exponent where:
 $-Q$: activation energy of the viscous ice-flow;
 R : perfect gas constant (8,314 J mol⁻¹ K⁻¹);
 T : temperature.

From the above formulas one can easily see that the mechanical properties of ice - hence its straining - are very much temperature-dependent (PATERSON, 1994).

This is fundamental to understand, at least partially, what is now happening at Ghiacciaio del Belvedere. The concept supported by previous Authors that ice is *brittle* on the surface and *plastic* (or better *ductile* as opposite to *brittle*²) inside the glacier's body should be abandoned: ice reacts differently (like such polycrystalline materials as metals and alloys) depending upon the type and rate of stress. The problem was already considered by RENDU (1840). Following HUTTER (1983, p. 14), we also assume useful to recall the basic equation of *conservation of mass* (3) and *momentum* (4):

$$d\rho/dt + \rho v_i = 0 \quad (3)$$

$$\rho dv_i / dt = t_{ij} + \rho f_i \quad (4)$$

where: t : time;
 d : derivative, i.e. time-related variation;
 ρ : ice density;
 v_i : component of the velocity vector;
 t_{ij} : component of the stress tensor;
 f_i : component of external forces acting on ice.

² a polycrystalline material is said to be *plastic* if, in a tensile test, it is possible to enhance its *yield stress*. This is not technically possible for ice. However, under some load conditions, ice can also behave as *plastic* or *viscoplastic*. HUTTER (1983) considers ice as a *non-Newtonian fluid*, a fluid in which a linear increase of velocity does not correspond a linear increase in *shear stress*.

5 - EVOLUTION OF GHIACCIAIO DEL BELVEDERE SINCE 1999

A review of the evolution of Ghiacciaio del Belvedere after 1957 was detailed in a previous paper by MAZZA (2000). Among the most interesting events, it is important to mention the kinematics wave travelling along the glacier in 1984-85; probably induced by strong snow precipitations in 1977 and 1978, it eventually led to a weak expansion of the left terminus (about 12 m in 1992). After 1992 the glacier underwent a small retreat, loosing about 14 m (1,75 m/yr) between 1992 and 2000, a negligible value considering its overall length of 5600 m, on a horizontal level, from Colle Signal. Between 1997 and 2001, land and ice slides started to affect the right side of Ghiacciaio del Monte Rosa (323); as already mentioned, the right margin and the narrow terminal lobe, at an altitude of 3200 m and unchanged since the 1934 IGM survey, have disappeared. Toward the end of August 1999, the surface of Ghiacciaio del Belvedere below 2200 m, formerly interested by ogives (MAZZA, 2000) but flat and easy to go, became gradually more uneven and difficult. The same glacial area, in August 2000, showed a bulge along its middle, leading to hypothesize a possible triggering of a kinematics wave (MAZZA, 2001). On this subject, MAZZA reported: “Starting around 2500 m, the main tongue of Ghiacciaio del Belvedere is more and more covered by materials (rock and ice) detached from the right side of Ghiacciaio del Monte Rosa (323) from an altitude of about 3600 m; it will be interesting to monitor its effects at the Belvedere glacier terminus over the next few years, both owing to ice addition and stronger morainic cover. The landslide seems to split the NE wall of Monte Rosa into two sections and it does not stop even in winter (pers. comm. of M. MIDALI). A first effect could be the higher elevation reached by the central sector of Ghiacciaio del Belvedere, a fact that would have no other explanation in view of the relatively weak precipitations after 1987; the bulge already reaches the trail leading from Belvedere to Alpe Fillar. The yearly picture of Ghiacciaio di Castelfranco (327) confirms the higher elevation of Ghiacciaio del Belvedere’s surface ... (omissis)”.

Photo 1 and 2: see page 26

In May 2001 we were informed (pers. comm. by M. MIDALI and R. MARONE) of an unexpected evolution of the glacier. In fact, on 3rd July 2001, glacier’s elevation at the Belvedere morainic hill (1948 m) had increased to 1938 m (August 2000: 1926 m). Even more striking was the increase at Breccia Pedriola, resulting in an ice wall some 40 m high and reaching about 2120 m, when compared to the altitude of Cappella Pisati (2117 m) (photo 3 and 4).

Photo 3: see page 27

The winter of 2000-2001 was characterized by strong snow precipitations; at Rifugio G. Oberto (2796 m), the snow cover reached about 3 m in the first days of November (pers. comm. of M. MIDALI); the same thickness was still present by mid-May 2001 (pers. comm. of R. MARONE). We shall however discount the effect of such snow cover on the glacier’s behaviour because, on the basis of the kinematics wave theory (MAZZA, 1997), Ghiacciaio del Belvedere should show a response time ranging between 8-12 years, depending upon summer temperatures’ trends. We cannot therefore point to the strong snow cover of the 2000-2001 winter to explain the unusual behaviour of the glacier. In the same days, Ghiacciaio Nord delle Locce, though fully snowed-in, was already showing a retreat of 4 m, clearly out of phase with the much too recent accumulation increase. On 24 March 2002, the bulge of the kinematics wave was even more prominent; the left margin of the right terminal tongue had already spilled over the moraine, removing the vegetation of *alnus viridis* and dropping blocks of ice and rocks in the lateral gully. The ice wall, dark and full of morainic debris, extended for about 300 m downstream from Belvedere (1948 m). This situation was confirmed on later visits. At the morainic hill of Belvedere, ice elevation showed a further increase of about 4 m, i.e. 1942 m \pm 2 m. It is however to be remarked, as reported by MAZZA many times (1986-2002), that the elevation of the right tongue had been growing for the last 10 years, making it increasingly difficult, and since 2001 impossible, to use the cable lift to carry loads to Zamboni-Zappa hut, 2065 m IGM. Today (September 2002), the right tongue, its elevation still around 1820 m and made of bare ice, is leaning against a small morainic hill (1822 m, CTR-Piemonte). The left Belvedere tongue also grew in elevation; an ice wall 5 to 10 m high on its right side had almost reached the terminal area. Measurements at the snout, taken on 29 August 2002, showed a progress of 15 m; this expansion, relatively small, would seem to exclude the hypothesis of a *surge*, which could be suggested at a first glance.

Photo 4 and 5: see page 28

Against the *surge* hypothesis we should also consider (i) the lack of the typical terminal moraines where the surge plays out, (ii) the lack of a *block flow*³ which, in a typical surge situation, replaces the viscous flow of ice and (iii) the modest surface velocity of the glacier (100 - 110 m/yr, pers. comm. from A. KÅÅB, 2002). The speed of the glacier, as measured by aerial photography, matched that of a kinematics wave (3-4 times the glacier’s velocity); the Ghiacciaio del Belvedere, under steady conditions and considering its thickness, should have a typical velocity

³ *block flow* : the ice crumbles into pieces when it cannot maintain its viscous flow because the speed of the glacier has increased, as in a typical *surge* episode.

of 30-35 m/yr. A recent investigation of Variegated Glacier (EISEN O. & ALII, 2001) showed that the glacier is triggering a surge as soon as the total, multiannual ice accumulation exceeds 43,5 m (w/e, water equivalent). It is presently impossible to evaluate the ice accumulation on Ghiacciaio del Belvedere; we have neither detailed maps sharing the same geodetic references (*datum, projection, coordinates, etc.*) to evaluate the reduction of surface elevation at the upper reaches of the glacier as hinted by HAEBERLI (personal communication), nor the possibility to carry out mass balance measurements on the steep ($> 40^\circ$) and dangerous upper reaches of Ghiacciaio del Belvedere.

Photo 6 and 7: see page 29

Toward the end of June 2001, a small lake formed at the foot of the NE wall of Monte Rosa; its elevation, about 2150 m, was just guessed, owing to the difficulties and dangers of approaching the lake. In June 2002 (photos 8 and 9), the lake, in the interim called Lago Effimero, had grown bigger than Lago delle Locce, prompting a major effort to empty it. The actions taken by the *Protezione Civile*, though necessary to avoid another accident like the one occurred at Lago delle Locce in 1979 (MAZZA, 1998), have however caused unacceptable environmental alterations. The origin of the lake was more related to a lowering of the glacier's surface than to ice melting; the lake level later dropped gradually, by natural outflow along the glacier's crevasses. It is useful to point out that the thermal diffusivity of ice (PATERSON, 1994) expressed by:

$$1,09 * 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \quad (5)$$

does not justify the hypothesis that the lake formed when the water convection, set in motion by the difference in temperature between the surface and the areas in contact with ice, melted the ice.

Photo 8 and 9: see page 30

Back to the recent advance of Ghiacciaio del Belvedere, four factors may have contributed to the phenomenon:

- 1) the on-going global warming has increased by at least 150 m the elevation of the mean 0°C line, presently between 2900 and 3000 m (*névé line*), thus causing the softening of the ice in the upper sectors of the glacier and, hence, easier deformation; the transition from cold ice to temperate ice (-2°C , according to HOOKE, 1998) could have triggered a strong restructuring of ice in the upper reaches below the Tre Amici ridge. It is well known that at 0°C ($= 273.15 \text{ K}$) the ice grain boundaries may consist partially of water (LLIBOUTRY, 2002) consequently easing the ice deformation; this is further enhanced when the ice reaches 273.16 K, this being the triple point of water, i.e. the maximum possible temperature for ice.
- 2) the overload on the glacier caused by the extra layers of rocks and ice (whose combined specific weight exceeds that of pure ice, about 0,910) falling on Ghiacciaio del Belvedere since 1997 and increasing the momentum ($m*v$) of the glacier;
- 3) the huge quantity of water coming both from the NE wall of Monte Rosa and from ice melting induced by the modest elevation of the tongue;
- 4) the rheology of till, influenced by water availability and pressure (COHEN, 2000; TRUFFER ET ALII, 2001), also strongly contributing to increase the glacier's surface speed.

It is impossible to make statements both on (i) the reaction time to climatic fluctuations and (ii) the response time (time between the reaction time and variation of the glacier's front or altitude) for this glacier, lacking accumulation figures for the upper reaches of Ghiacciaio del Belvedere as well as any temperature values, though these could be extrapolated on the basis of those measured by Swiss researchers at Colle Gnifetti, 4450 m (-14°C on surface)⁴.

6 - FINAL REMARK

It is presently not possible to assess with certainty what is causing the unusual behaviour of Ghiacciaio del Belvedere since year 2000. Additional surveys by many researchers are still underway; the analysis of aerial photos and the assessment of the glacier's surface velocity may contribute to explain what is happening. Above Breccia Pedriola, a decrease of ice's elevation shows that the *bulge* of the kinematic wave is already moving away (September 2002).

7 - REFERENCES and ABSTRACT (see page 32)

⁴ as already reported in previous papers by MAZZA (1998, 2002), there are no significant and uninterrupted data matching the variation of Ghiacciaio del Belvedere against climatic trends. Such topic was not therefore considered in this paper. Some climatic data for the nearby Valle Antrona, which could apply to upper valle Anzasca, are reported in the previously mentioned papers.

A. Tamburini (*), G. Mortara (**), M. Belotti (*), P. Federici (*)

L'EMERGENZA DEL LAGO "EFFIMERO" SUL GHIACCIAIO DEL BELVEDERE NELL'ESTATE 2002

(Macugnaga, Monte Rosa, Italia)

Studi eseguiti, tecniche di indagine utilizzate e principali risultati ottenuti

1 - INTRODUZIONE

Il Ghiacciaio del Belvedere, uno dei maggiori dell'arco alpino italiano, prende origine alla base dell'imponente parete orientale del Monte Rosa e spinge la sua bifida lingua d'ablazione quasi alle porte di Macugnaga, centro di grande richiamo turistico. Da alcuni anni la parete è soggetta a rilevanti trasformazioni morfologiche per il ripetersi di crolli di roccia e di ghiaccio: il conseguente, anomalo apporto di materiale ha determinato un aumento della velocità di flusso e uno straordinario incremento volumetrico della lingua valliva, senza paragoni nell'attuale panorama dei ghiacciai alpini. In particolare, questa forte accelerazione ha causato la formazione di una vasta depressione della superficie del ghiacciaio a una quota di circa 2150 m s.l.m. (HAEBERLI ET AL., 2002). Tale depressione ospita ancor oggi un lago epiglaciale, comparso per la prima volta nell'estate del 2001 (foto 1). L'estensione della depressione, e quindi del bacino lacustre, è andata gradualmente aumentando sino a raggiungere il massimo valore in coincidenza all'anomala ondata di calore occorsa nella seconda metà di giugno 2002, periodo in cui, per il consistente apporto di acqua di fusione di ghiaccio e neve, il lago ha raggiunto un'estensione di più di 15 ettari, con un volume di circa 3 milioni di m³ (foto 2 e 3).

La comparsa di un lago all'interno del "sistema ghiacciaio" è sempre motivo di attenzione per la possibilità di improvvisi e ingenti rilasci d'acqua dal catino glaciale, con conseguenze sovente catastrofiche, come un'ampia casistica documenta anche, e ripetutamente, proprio per il versante ossolano del Monte Rosa (MORTARA & MERCALLI, 2002). Almeno sette sono infatti le rotte glaciali note per il Ghiacciaio del Belvedere: ancora ben vivi nel ricordo sono gli episodi del 1970, 1978 e 1979 in conseguenza degli svuotamenti del lago proglaciale delle Locce, che misero seriamente a repentaglio la sicurezza dell'abitato di Macugnaga.

Ritornando all'estate 2002, in relazione alla presenza del lago si profilavano due scenari, ugualmente preoccupanti per le possibili conseguenze a valle: a causa dell'elevata velocità di crescita del livello del lago (nei giorni di massimo termico si sono registrati incrementi dell'ordine di un metro al giorno), l'eventualità di una tracimazione si faceva sempre più concreta, mentre rimaneva sempre alta anche quella di una rotta glaciale, fenomeno ancor meno prevedibile data l'assenza di indizi premonitori che consentano di attivare in tempo utile le necessarie misure di protezione civile per le aree poste a valle del ghiacciaio.

Giustificata e apprezzata è stata quindi la sollecitudine con cui le Autorità hanno affrontato l'emergenza del possibile svuotamento del lago, ormai divenuto famoso con il nome di "Lago Effimero". Il tempestivo intervento della Protezione Civile Nazionale ha innanzitutto attivato una serie di studi e indagini volti a definire le caratteristiche geometriche del lago e del ghiacciaio e le modalità evolutive di quest'ultimo, al fine di identificare gli interventi da attuare durante la gestione dell'emergenza per la mitigazione del rischio. Tra questi la realizzazione di un impianto di pompaggio, attivato nella prima decade di luglio, che ha contribuito, unitamente al drenaggio naturale e alla riduzione degli apporti per la diminuzione delle temperature, nel frattempo verificatasi, a un deciso abbassamento del livello del lago, il cui volume, alla fine del mese di ottobre, si era ridotto a non più di 150.000 m³ (foto 4). In particolare era necessario ottenere rapidamente informazioni riguardo ai seguenti parametri:

* Enel.Hydro S.p.A., via Pastrengo, 9, 24068 Seriate (BG); ** CNR IRPI, Strada delle Cacce 73, 10135 Torino.

- volume complessivo del lago e relativa curva livelli-volumi di invaso, per poter dimensionare gli impianti di pompaggio e successivamente valutarne l'efficienza;
- morfologia del fondale, per posizionare gli impianti di pompaggio e valutare la presenza di eventuali zone critiche per la stabilità dell'invaso;
- spessore del ghiaccio al di sotto del lago e nel settore a valle dello stesso, per valutare la stabilità della soglia e l'opportunità di intraprendere eventuali interventi di perforazione del fondo del bacino per innescare il drenaggio subglaciale;
- caratterizzazione delle vie di deflusso subglaciali, mediante ricerca di eventuali correlazioni con le emergenze torrentizie o sorgive a valle del ghiacciaio.



*Foto 1: il Lago Effimero in una foto aerea scattata nell'ottobre 2001.
(CNR-IRPI, Torino).*

*Photo 1: the "Lago Effimero" in an aerial picture taken in October 2001.
(CNR-IRPI, Turin).*

Nella fase di emergenza, il Dipartimento della Protezione Civile, e successivamente la Regione Piemonte, hanno incaricato Enel.Hydro dell'effettuazione dei rilievi necessari. La scelta delle tecniche di indagine doveva contemporaneamente rispondere all'urgenza di poter disporre dei dati richiesti nel minor tempo possibile nonché alla necessità di limitare al minimo indispensabile sia il numero degli operatori sia il tempo di permanenza degli stessi in condizioni di esposizione a rischi così elevati. Per tale ragione si è fatto ricorso a una tecnologia di acquisizione dati d'avanguardia, basata sull'utilizzo di una stazione GIS Mobile integrata con DGPS, che ha consentito di eseguire i rilievi con la massima rapidità, ottenendo così una risposta adeguata alla gravità e imprevedibilità della situazione.



Foto 2: ripresa da elicottero del lago eseguita il 25 giugno 2002, quando il bacino era prossimo alla sua massima estensione (G. Viazzo, Vercelli). Si confronti con la foto 4 il livello del lago rispetto alla scarpata rocciosa in sinistra idrografica.

Photo 2: a picture of the lake from a helicopter on 25th June 2002, when the basin was about to reach its maximum expansion. Compare the water level at the rocky escarpment on the hydrographical left with that of photo 4. (G. Viazzo, Vercelli).

Gli strumenti e le tecniche di indagine utilizzate, unitamente ai principali risultati conseguiti, costituiscono l'oggetto del presente lavoro. Si ricordano inoltre i ripetuti rilievi aerofotogrammetrici (da aereo e da elicottero) e topografici eseguiti, che hanno consentito di quantificare le variazioni morfologiche del ghiacciaio e seguirne gli spostamenti superficiali.

2 - RILIEVI BATIMETRICI

Sono stati eseguiti mediante impiego di una metodologia innovativa, basata sull'utilizzo di un natante equipaggiato con un sistema di posizionamento GPS accoppiato a un ecoscandaglio per la misura della profondità del fondale. Le misure di posizione e di profondità, acquisite con scansione temporale regolare e opportunamente correlate tra loro, hanno consentito la determinazione delle coordinate plano-altimetriche del fondale lungo le traiettorie seguite nel corso del rilievo. L'ecoscandaglio e l'antenna GPS sono stati fissati in posizione coassiale a un piccolo catamarano (foto 5) trainato da un'imbarcazione del Nucleo Sommozzatori di Milano dei Vigili del Fuoco. Il sistema di posizionamento utilizzato durante i rilievi, il medesimo successivamente impiegato per i rilievi georadar, è costituito da un ricevitore GPS CSI WIRELESS mod. DGPS MAX, configurato per la ricezione delle correzioni differenziali in tempo reale trasmesse via satellite dal servizio OMNISTAR. Con tale tecnica è possibile navigare, con precisione "submetrica", senza che vi sia la necessità di disporre di una stazione di riferimento locale ubicata su un punto di coordinate note.



Foto 3: il lago in una foto aerea scattata il 15 luglio 2002. (A. Tamburini).

Photo 3: the lake in an aerial picture taken on 15th July 2002. (A. Tamburini).



Foto 4: ripresa da elicottero del lago eseguita il 16 ottobre 2002, in occasione dell'immissione del tracciante. (A. Tamburini).

Photo 4: a picture of the lake from a helicopter on 16th October 2002, when tracers were poured in the lake. (A. Tamburini).

La tecnica adottata, già sperimentata in precedenza (MERCALLI ET AL., 2002a), consente di evitare la realizzazione di un collegamento radio o GSM tra un'eventuale stazione di riferimento e la stazione mobile, necessaria nel caso in cui si volessero generare localmente le correzioni differenziali. Per la misura della profondità del fondale è stato utilizzato un ecoscandaglio monoraggio Ohmex mod. SonarLite, dotato di trasduttore da 200 kHz e profondità massima di indagine di 80 m, particolarmente apprezzabile per limitato ingombro e semplicità d'uso.

Il controllo della rotta seguita durante i rilievi è stato garantito grazie all'impiego di una stazione GIS mobile, costituita da un PC palmare Compaq iPAQ, sul quale era stato installato il software ESRI ArcPad 5.0.1. La posizione del natante veniva così visualizzata in tempo reale su uno sfondo cartografico, rappresentato dalla Carta Tecnica Regionale integrata con la linea di costa



desunta da foto aerea. In tal modo è stato possibile disporre di una visione immediata delle zone del lago coperte dal rilievo e quindi programmare la navigazione riducendo al minimo indispensabile il tempo di permanenza nell'area di indagine. Il rilievo batimetrico è stato eseguito pressoché interamente in un giorno (3 luglio 2002); la sera stessa erano disponibili il volume totale d'invaso, una carta delle isoipse del fondale e la curva volumi-livelli d'invaso.

A fronte dei risultati ottenuti, alcuni giorni più tardi (8 luglio 2002) è stato eseguito il rilievo di dettaglio della "baia" posta nel settore destro del lago, individuata a seguito del primo rilievo come sito idoneo per l'installazione del primo impianto di pompaggio. Sono stati rilevati nel complesso più di 6000 punti, disposti lungo le traiettorie indicate in fig. 1. Per problemi di sicurezza dovuti ai continui crolli di roccia e ghiaccio, i passaggi con la strumentazione in prossimità della scarpata rocciosa nella zona Ovest del lago sono stati più radi rispetto ad altre zone.

In assenza di un rilievo topografico della linea di costa, disponendo di una sola foto da elicottero non georeferenziata, il 30 giugno sono stati rilevati con tecnica GPS differenziale submetrica (la stessa tecnica utilizzata durante il rilievo batimetrico) 13 punti disposti lungo il bordo accessibile del lago, successivamente utilizzati per una georeferenziazione approssimata della foto stessa; da quest'ultima è stato ricavato l'andamento di massima della linea di costa utilizzato per la redazione degli elaborati preliminari. Per gli elaborati definitivi predisposti dopo l'8 luglio è stato utilizzato un rilievo aerofotogrammetrico eseguito nel frattempo dall'Ing. G. Viazzo di Vercelli; i risultati definitivi tuttavia non hanno mostrato significativi scostamenti rispetto a quelli preliminari. I dati di profondità rilevati, trasformati in quote del fondale lungo le traiettorie seguite nel corso del rilievo mediante sottrazione dei valori di profondità alla rispettiva quota di invaso, sono stati archiviati in ambiente ArcView, scelta che ha consentito la costruzione di un DEM del fondale del bacino. In particolare, tale modello digitale di elevazione è stato creato utilizzando le funzioni del modulo TIN di ArcView, mediante il quale è stata realizzata anche la carta a isoipse di fig. 2 e sono state elaborate le curve delle aree e dei volumi (fig. 3 e fig. 4) in funzione del livello di invaso per l'intero bacino.



Foto 5: il catamarano utilizzato per l'esecuzione dei rilievi batimetrici: l'antenna GPS è posizionata alla sommità dell'asta verticale, mentre all'altra estremità è posto il sensore dell'ecoscandaglio, 15 cm al di sotto del pelo dell'acqua. (A. Tamburini).

Photo 5: the catamaran used during the bathymetric survey. The GPS aerial was fixed on top of the vertical bar, while the echo sounder's sensor was positioned 15 cm below the water surface at the other end. (A. Tamburini).

È stato determinato un volume complessivo pari a circa 3 milioni di metri cubi, con una profondità massima misurata di 57 m.

I successivi rilievi hanno evidenziato il progressivo approfondimento del fondale, dovuto all'azione del *termocarsismo* (KÄÄB & HAEBERLI, 2001; MERCALLI ET AL., 2002a); in queste condizioni la stabilità della soglia glaciale dipende dal rapporto tra la profondità del bacino e lo spessore del ghiaccio, la conoscenza dei quali diventa pertanto di estrema importanza (HUGGEL ET AL., 2002). Per tale ragione è stata decisa l'esecuzione di un rilievo georadar della lingua glaciale nell'area in cui si estendeva il lago.

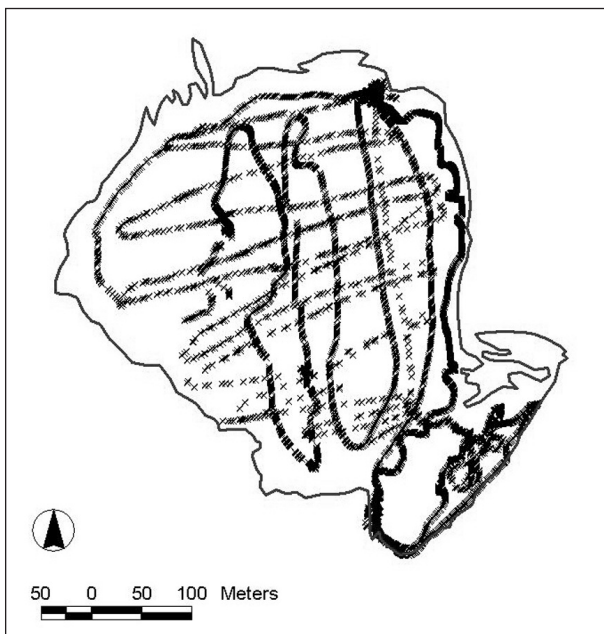


Fig. 1: rilievo batimetrico: traiettorie seguite durante i rilievi. Data la necessità di limitare la permanenza degli operatori ai piedi della scarpata rocciosa, teatro di frequenti crolli di ghiaccio e roccia, i passaggi nel settore occidentale sono stati più radi e veloci.

Fig. 1: bathymetric survey: trajectories followed during the surveys. The transits in the western sector were less frequent and quicker because it was necessary to minimize the stay of the operators near the escarpment, site of many ice and rock collapses.

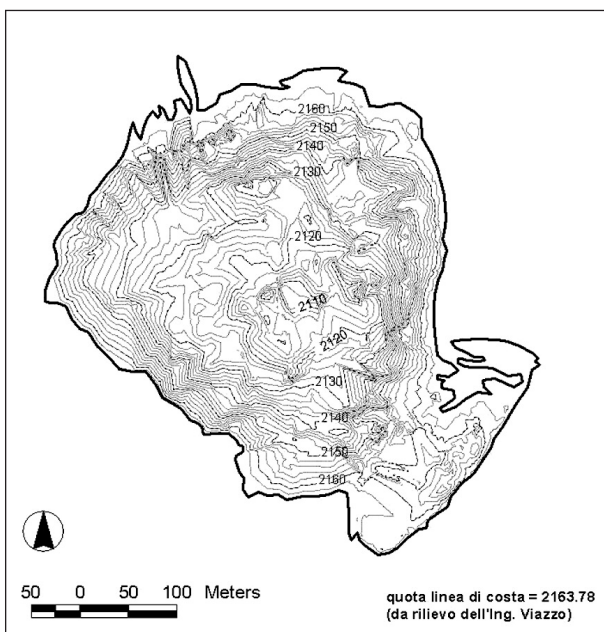


Fig. 2: rilievo batimetrico: carta a isoipse del fondale. Nella parte centrale è stata misurata una profondità superiore a 57 m.

Fig. 2: bathymetric survey: bottom's contour lines map. The depth was more than 57 m in the central part.

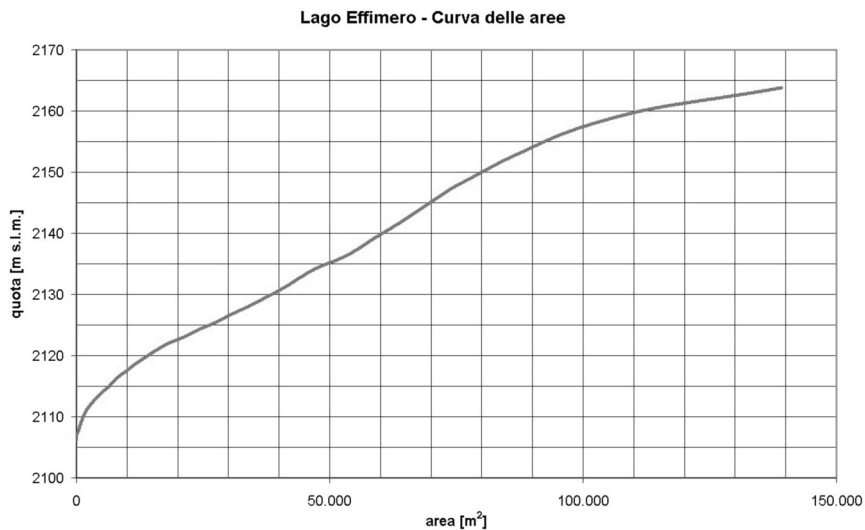


Fig. 3: rilievo batimetrico: curva delle aree. In ascissa le aree (m²), in ordinata la quota (m s.l.m.).

Fig. 3: bathymetric survey: area curve. Abscissa: area (m²); ordinate: altitude (m a.s.l.).

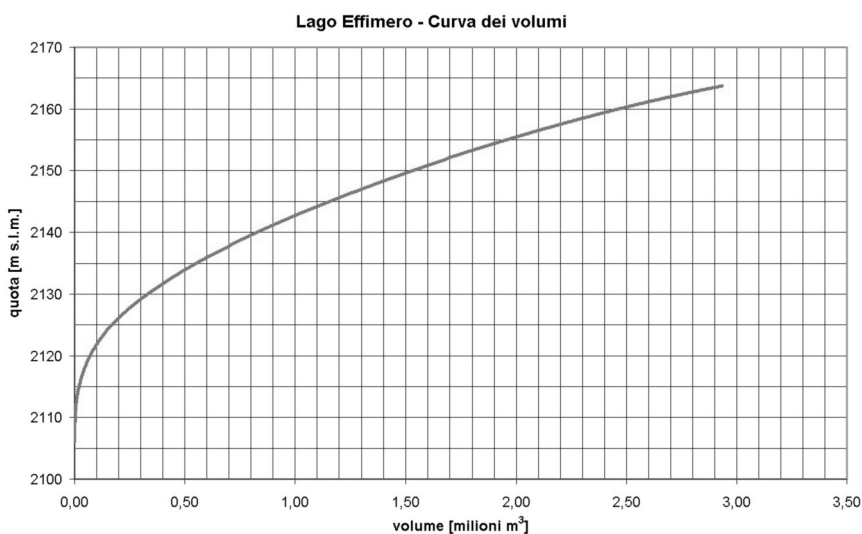


Fig. 4: rilievo batimetrico: curva dei volumi. In ascissa i volumi (in m³), in ordinata la quota (m s.l.m.).

Fig. 4: bathymetric survey: volume curve. Abscissa: volumes (m³); ordinate: altitude (m a.s.l.).

3 - RILIEVI GEORADAR

Per valutare lo spessore del ghiaccio e quindi la profondità del letto glaciale nell'area circostante il lago tra quota 2100 e 2260 m s.l.m., sono stati eseguiti nei giorni 2 e 3 agosto 2002 rilievi geofisici con tecnica georadar lungo 8 profili trasversali alla lingua glaciale (fig. 5). Per l'esecuzione delle indagini è stata utilizzata l'attrezzatura di seguito elencata: - sistema radar GSSI SIR-10; - antenna RADARTEAM mod. SUBECHO 40, con centro frequenza di 35 Mhz; - sistema di posizionamento GPS differenziale (analogo a quello utilizzato nel rilievo batimetrico); - stazione GIS Mobile per il controllo di rotta.



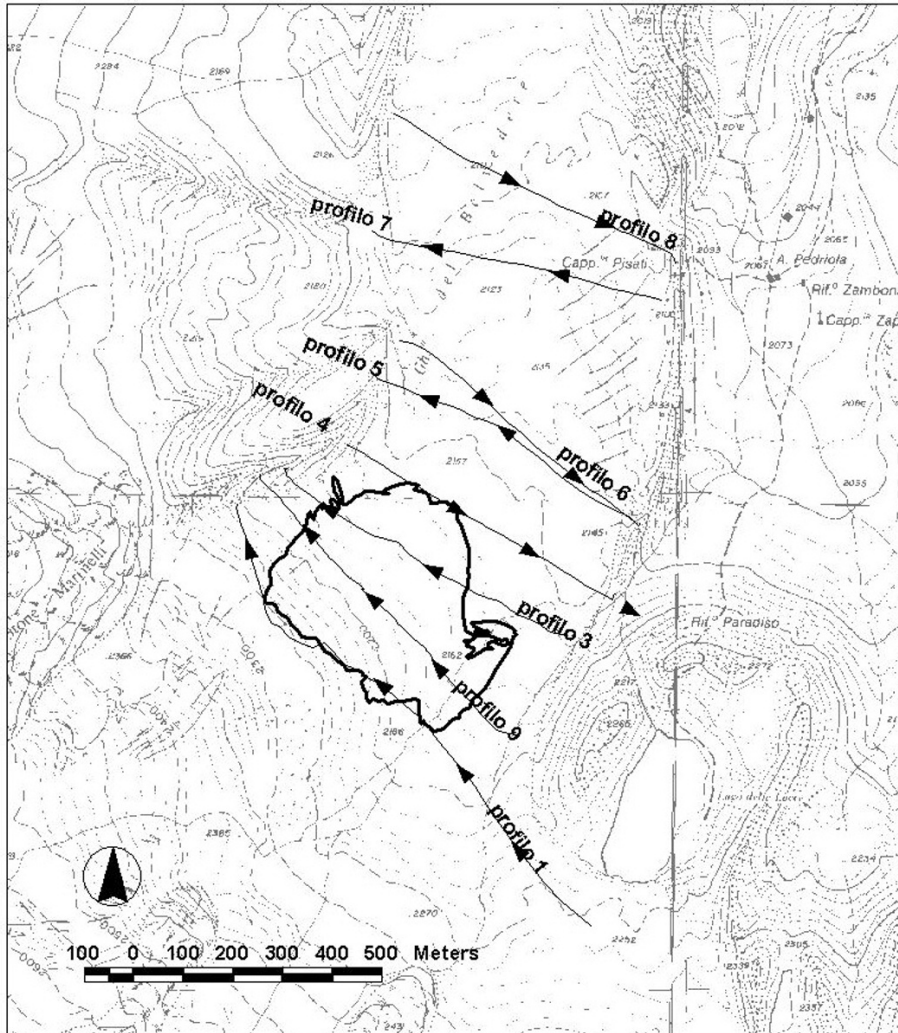


Fig. 5: rilievo georadar: ubicazione dei profili trasversali; il verso è indicato dalle frecce.

Fig. 5: geo-radar survey: location of the transversal profiles; the arrows indicate the direction.

Le antenne radar e GPS sono state installate su una struttura aerodinamica in legno appositamente realizzata per questo tipo di rilievi, che ne consente il trasporto con l'elicottero (foto 6), non essendo possibile trascinare l'attrezzatura direttamente sulla superficie del ghiacciaio.

L'interpretazione dei dati ha presentato notevoli difficoltà, principalmente dovute alla copertura detritica del ghiacciaio e al contenuto in acqua e detrito del ghiaccio stesso, che hanno limitato fortemente le possibilità del metodo¹. Inoltre altre riflessioni interne, spesso di difficile interpretazione, hanno causato ulteriore attenuazione del segnale. Si riportano nel seguito alcuni commenti ai risultati dell'indagine; a titolo di esempio viene rappresentato in fig. 6 un profilo georadar interpretato:

¹ in particolare la presenza pressoché continua di detrito sulla superficie del ghiacciaio provoca una forte attenuazione del segnale, che penetra nel ghiaccio sottostante solo in minima parte, non consentendo così il raggiungimento del substrato.

- non è stato possibile raggiungere il letto glaciale a causa della perdita di segnale dovuta alla forte riflessione in corrispondenza del detrito che ricopre la superficie del ghiacciaio;
- è stato invece possibile identificare con sufficiente chiarezza l'andamento delle morene laterali fino a una profondità massima compresa tra 120 e 140 m circa, il che ha consentito, per estrapolazione, una determinazione di massima dello spessore del ghiacciaio. Gli spessori massimi stimati del ghiaccio nell'area indagata variano da un minimo di circa 120 m lungo il profilo 1, a un massimo di circa 220 m lungo il profilo 4;
- al di sotto del fondo del lago si è potuto ipotizzare uno spessore di ghiaccio compreso tra 120 e 150 m (profili 3 e 9), mentre a valle del lago, all'altezza della breccia nella morena destra (profili 7 e 8), lo spessore è stato valutato in circa 150 m;
- riflessioni di particolare intensità sembrano essere poste in corrispondenza di zone caratterizzate da forti deformazioni di taglio dovute alla confluenza di lingue glaciali con diversa velocità di scorrimento. Il fenomeno è evidente anche dal punto di vista morfologico, sottolineato sia dalla presenza di un avvallamento longitudinale della superficie del ghiacciaio, sia da corti crepacci disposti a 45° rispetto all'andamento della linea di contatto tra i due settori a diversa velocità di scorrimento. Al di là della coincidenza tra questo aspetto morfologico e la risposta radar, il fenomeno offre spunti per ulteriori, futuri approfondimenti;
- altre intense riflessioni interne potrebbero essere legate alla presenza di blocchi detritici di dimensione metrica (la dimensione minima dei blocchi identificabili in rapporto alla frequenza di emissione dell'antenna) provenienti dalla frana che interessa la soprastante parete rocciosa;
- nel profilo 4, a profondità compresa tra i 40 e i 70 m, si osserva una transizione tra la zona superiore, caratterizzata da sostanziale assenza di riflessioni, e una zona inferiore in cui le riflessioni appaiono più evidenti. Potrebbe trattarsi del passaggio tra livelli di ghiaccio a diverso contenuto d'acqua. La presenza di una zona basale satura d'acqua era già stata ipotizzata a seguito delle indagini geofisiche eseguite nel 1984 dal Laboratorio di Ricerche Idrauliche, Idrologiche e Glaciologiche del Politecnico Federale di Zurigo. Il fenomeno si presenta anche sui profili 5, 6, 7 e 8, posti a valle del lago, e dovrebbe essere oggetto di ulteriori approfondimenti per una miglior comprensione dell'idrologia endo- e subglaciale.

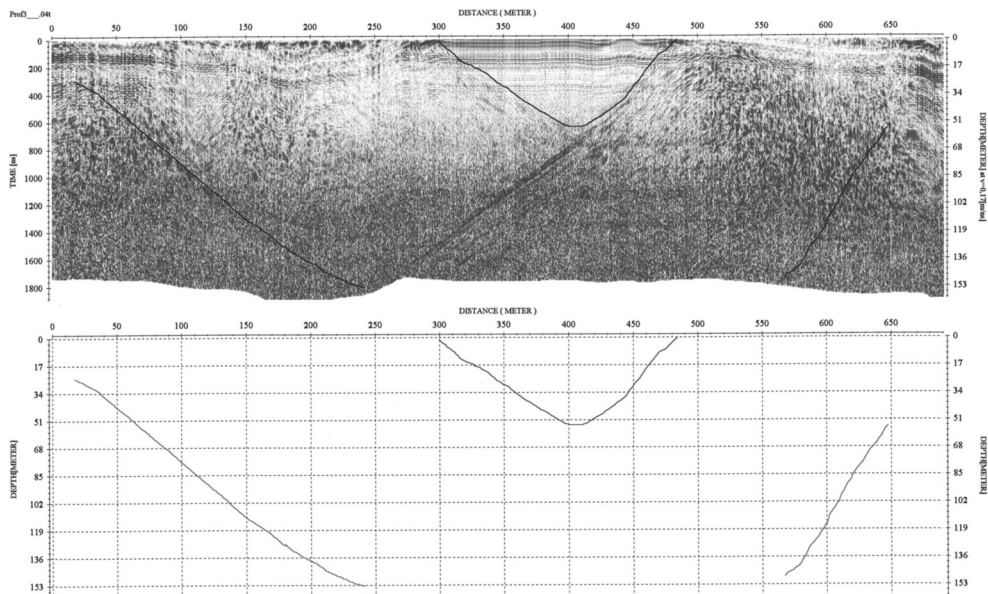


Fig. 6: rilievo georadar: esempio di profilo interpretato (profilo 3). Nella parte superiore si osserva la registrazione radar elaborata, mentre nella parte inferiore sono indicati i due orizzonti relativi rispettivamente al fondo lago e al letto glaciale.

Fig. 6: geo-radar survey: example of interpreted profile (profile 3). One can notice the processed radar recording in the upper part, while the two horizons related respectively to the lake's bottom and to the glacial bed are indicated in the lower part.

L'attività svolta ha consentito senza dubbio il conseguimento di risultati importanti; tuttavia, dal punto di vista metodologico, non sembra possibile raggiungere profondità di indagine superiori a quelle investigate utilizzando strumentazione georadar elitrasportata. L'esperienza fino a oggi acquisita in tale tipo di indagini indica che si possono ottenere risultati ben più significativi nel caso in cui si riesca a garantire l'accoppiamento diretto tra antenna radar e superficie del ghiacciaio (FRASSONI ET AL., 2001; MERCALLI ET AL., 2002b). Nel caso in cui la superficie si regolarizzasse a seguito delle nevicate invernali e primaverili, e quindi il ghiacciaio risultasse percorribile a piedi lungo traiettorie abbastanza rettilinee, varrebbe senz'altro la pena di ripetere l'indagine trascinando l'antenna radar direttamente sulla superficie.



Foto 6: l'elicottero con la struttura utilizzata per sostenere le antenne durante l'esecuzione del rilievo georadar.

Photo 6: the helicopter and the structure used to support the aerials during the geo-radar survey.

4 - PROVE CON TRACCIANTI

A conclusione delle attività di monitoraggio dell'evoluzione del Lago Effimero e del Ghiacciaio Belvedere è stata eseguita una prova di tracciamento per una valutazione qualitativa delle vie di deflusso endo- e subglaciale delle acque del lago, allo scopo di verificare la presenza di eventuali collegamenti tra il lago e i possibili punti di emergenza a valle.

Il tracciamento è stato eseguito mediante immissione nelle acque del lago di fluoresceina sodica $C_{20}H_{10}Na_2O_5$. Tenendo conto della capacità del lago al momento dell'immissione e del fatto che non tutta la sostanza si sarebbe sciolta nelle sue acque, si è stimata una concentrazione iniziale del tracciante di circa $0,3 \text{ g/m}^3$, di poco superiore a quella per la quale essa è visibile a occhio nudo (pari a $0,1 \text{ g/m}^3$). La fluoresceina non è tossica alle concentrazioni d'uso, ma l'intensa colorazione che produce può rendere l'acqua non idonea per usi potabili. A questo proposito va detto che comunque la massima concentrazione riscontrata a valle all'atto dei prelievi periodici è risultata di un fattore 10^{-2} inferiore al limite di visibilità sopra indicato. In fig. 7 è riportata una carta con l'ubicazione del punto di immissione (vedi anche foto 7) e con i punti di prelievo.

La fluoresceina in polvere, disciolta in tre riprese in un vascone, è stata immessa nel Lago Effimero la mattina del 16 ottobre 2002, utilizzando una pompa collegata a un tubo in gomma della lunghezza di una quindicina di metri. In tal modo la soluzione non è stata versata in superficie, ma rilasciata in tre diversi punti, a una profondità di circa 10 m.

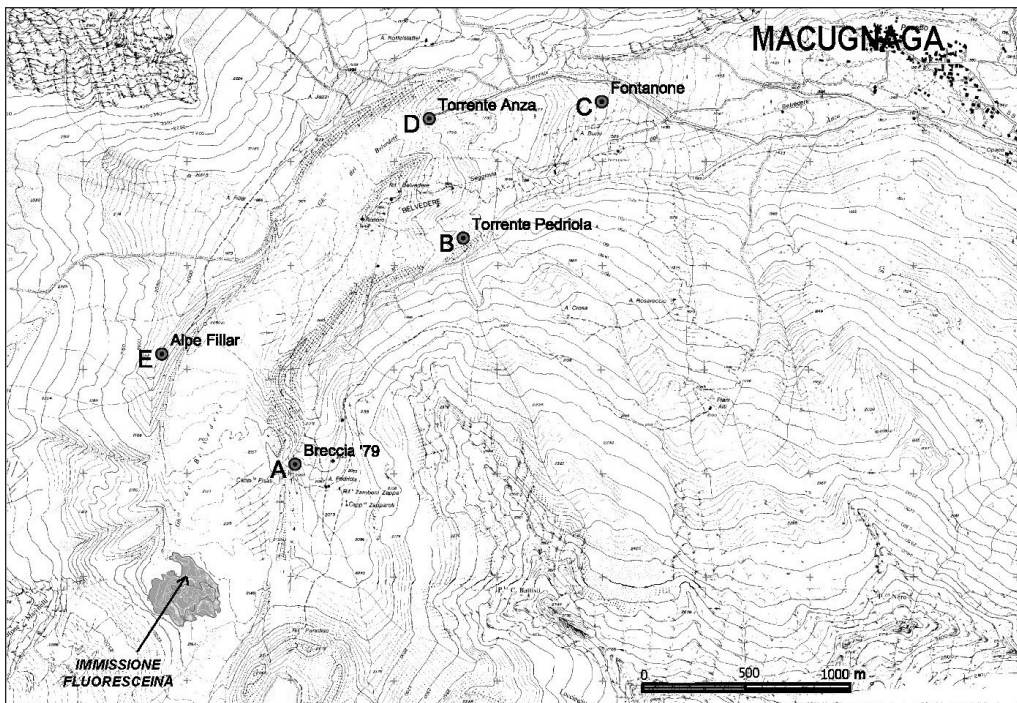


Fig. 7: prove con traccianti: ubicazione del punto di immissione e dei punti di prelievo, indicati con lettere da A a E.

Fig. 7: tests with tracers: the locations of the drop-in point and of the checkpoints (letters A to E).

Foto 7: ripresa del lago dalla sponda meridionale eseguita il 16 ottobre 2002, con indicazione del punto di immissione del



tracciante. (P. Federici).

Photo 7: taken from the southern edge of the lake on 16th October 2002, with indication of the tracer's drop-in point. (P. Federici).



In corrispondenza dei punti di prelievo a valle dell'immissione, denominati con le lettere da A a E in fig. 7, sono stati posti, a più riprese e ad intervalli regolari, fluorocaptori costituiti da carboni attivi in granuli posti in una retina a maglia fitta (foto 8). La posa e il prelievo dei fluorocaptori sono stati programmati a intervalli di 6, 12 ore e 1, 2, 4, 8, 16 e 32 giorni dall'immissione del tracciante. Una serie di captori è stata posata e prelevata prima dell'immissione per l'esecuzione di una misura in bianco, sostanzialmente per avere un riferimento sull'eventuale contenuto di altre sostanze organiche che avrebbe potuto influenzare il risultato delle successive analisi. Una seconda serie di captori è stata inoltre lasciata in loco, presso ciascun punto, per tutta la durata della prova (32 giorni). In laboratorio la fluoresceina adsorbita dai fluorocaptori è stata estratta con soluzione di KOH in metanolo e analizzata per via spettrofluorimetrica registrando gli spettri di emissione e di eccitazione (con lunghezze d'onda rispettivamente $\lambda = 496 \text{ nm}$ e $\lambda = 520 \text{ nm}$) e lo spettro sincrono (scansione simultanea di monocromatori di eccitazione e di emissione con differenza costante di 24 nm).

Il risultato delle analisi ha evidenziato la presenza di fluoresceina nei punti C e D (Fontanone e Torrente Anza), con un ritardo di 24 ore e un massimo di concentrazione rispettivamente dopo 2 e 4 giorni. Inoltre, a causa dell'elevata altezza del manto nevoso, non è stato possibile sino a ora ritrovare l'ultimo captore al punto E (Alpe Fillar), che sarà recuperato e analizzato non appena possibile. I risultati ottenuti hanno fornito le attese informazioni qualitative sulle vie di drenaggio preferenziali delle acque accumulate nel lago, suggerendo l'opportunità di un'eventuale ripetizione della prova nel caso in cui il bacino tornasse a riempirsi nel corso della prossima estate. Tale prova potrebbe essere eseguita installando dei fluorimetri a registrazione continua, allo scopo di individuare il tempo corrispondente al valore di picco della concentrazione di tracciante e quindi formulare considerazioni più precise in merito ai tempi e alle modalità di deflusso.



Foto 8: fluorocaptore utilizzato durante la prova con traccianti. (P. Federici).

Photo 8: detectors used during the test with tracers. (P. Federici).

5 - CONCLUSIONI

L'emergenza del Lago Effimero del Ghiacciaio del Belvedere ha rappresentato l'occasione per mettere alla prova l'efficacia delle più moderne tecniche di rilievo, consentendo di offrire risposte affidabili in tempi rapidi per una consapevole e tempestiva gestione dell'evento. In particolare, si è rivelato vincente il ricorso all'uso combinato di strumentazione GPS e GIS Mobile abbinati alle diverse tecniche di indagine cui si è fatto ricorso per integrare le conoscenze sul ghiacciaio.

L'esperienza svolta ha aperto ulteriori nuovi quesiti circa la particolare evoluzione che il ghiacciaio sta subendo in questi ultimi anni, quesiti che hanno stimolato numerose proposte, alcune delle quali esposte nella presente nota, e che auspichiamo siano oggetto di futuri approfondimenti.

BIBLIOGRAFIA

- FRASSONI A., ROSSI G. C. & TAMBURINI A. (2001) - *Studio del Ghiacciaio dell'Adamello mediante indagini georadar*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., V, pp. 77 - 84.
- HAEBERLI W., KÄÄB A., PAUL F., CHIARLE M., MORTARA G., MAZZA A., DELINE P. & RICHARDSON S. (2002) - *A surge-type movement at Ghiacciaio del Belvedere and a developing slope instability in the east face of Monte Rosa, Macugnaga, Italian Alps*. Norwegian Journal of Geography, Vol. 56, pp. 104 -111.
- HUGGEL C., KÄÄB A., HAEBERLI W., MORTARA G., CHIARLE M., EPIFANI F., VIAZZO G., TAMBURINI A. (2002) - *An integrative view on glacier hazards related to the surge-type development at Ghiacciaio di Belvedere, Macugnaga, Italy*. Poster presentato al Convegno Nazionale "I ghiacciai, le montagne, l'uomo. Le variazioni dei ghiacciai montani e le modificazioni dei sistemi naturali ed antropici", Bormio, 13-14 September 2002.
- KÄÄB A. & HAEBERLI W. (2001) - *Evolution of a High-Mountain Thermokarst Lake in the Swiss Alps*. Arctic, Antarctic and Alpine Research, Vol. 33, No. 4, pp. 385-390.
- MERCALLI L., CAT BERRO D., MORTARA G. & TAMBURINI A. (2002a) - *Un lago sul ghiacciaio del Rocciamelone, Alpi Occidentali: caratteristiche e rischio potenziale*. NIMBUS Rivista Soc. Meteorologica Italiana, n. 23-24, anno VII (1-4), ed. settembre 2002, pp. 3-9.
- MERCALLI L., MORTARA G. & TAMBURINI A. (2002b) - *Il Ghiacciaio sospeso della Croce Rossa, valli di Lanzo: misure ed evoluzione recente*. NIMBUS Rivista Società Meteorologica Italiana, n. 23-24, anno VII (1-4), ed. settembre 2002, pp. 18-26.
- MORTARA G. & MERCALLI L. (2002) - *Il lago epiglaciale "Effimero" sul ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa*. NIMBUS Rivista Soc. Meteorologica Italiana, n. 23-24, anno VII (1-4), ed. settembre 2002, pp. 10-17.

ABSTRACT

Le elevate temperature del giugno 2002, combinate con la particolare evoluzione morfologica del Ghiacciaio di Belvedere (Monte Rosa), interessato da alcuni anni da un fenomeno di surge, hanno causato la formazione di un lago epiglaciale che ha raggiunto tra la fine di giugno e l'inizio di luglio la sua massima estensione, valutata in circa 150.000 m², con un volume di circa 3 milioni di m³. A fronte della minaccia di un'imminente rotta glaciale, fenomeno peraltro non nuovo nella storia del Ghiacciaio del Belvedere, è stato decretato lo stato di emergenza idrogeologica e sono stati attivati studi volti a integrare la conoscenza del fenomeno e orientare gli interventi di mitigazione del rischio. In fase di emergenza Enel.Hydro è stata incaricata di eseguire una serie di rilievi volti a determinare il volume del lago e la morfologia del fondale, la profondità del letto glaciale nel settore di ghiacciaio circostante il lago e infine ad acquisire dati utili per ricostruire le modalità di deflusso subglaciale delle acque del lago. Le attività elencate sono state svolte utilizzando tecnologie d'avanguardia, che hanno consentito di fornire le principali informazioni richieste in tempi rapidissimi.

Parole chiave: *Ghiacciaio del Belvedere, GPS differenziale, GPR, ecoscandaglio, traccianti, DEM, TIN, GRID, GISMobile, ESRI ArcPad, ESRI ArcView*

The high temperatures of June 2002, coupled with the particular morphological evolution of the Belvedere Glacier (Monte Rosa) which has recently been subject to a surge-wave, caused the formation of an epiglacial lake. Between the end of June and the beginning of July, the lake reached its maximum extension with an estimated surface of about 150,000 m² and a volume of about 3 million m³. Considering the threat of an impending glacial breach, already happened in the past history of the Belvedere Glacier, a hydro-geological emergency was declared, with the objective to improve the understanding of the phenomenon and to set up actions to minimize the risks. In the emergency phase, Enel.Hydro was charged with the responsibility of carrying out a series of surveys aimed at determining the lake's volume and its bottom's morphology, the depth of the glacial bed in the area around the lake and finally to obtain a possible map of the subglacial flows of the lake waters. The activities described were carried out using advanced techniques, thus supplying the needed information in a very short time.

Key words: *Belvedere Glacier, differential GPS, GPR, echo sounder, tracers, DEM, TIN, GRID, GIS Mobile, ESRI ArcPad, ESRI ArcView*

Les hautes températures au mois de juin 2002 et l'évolution morphologique particulière du Glacier de Belvedere (Mont Rose), chez lequel on a relevé depuis quelques années un phénomène de *surge*, ont donné lieu à la formation d'un lac épiglaciaire. Ce lac, entre la fin de juin et le début de juillet, a eu une extension maximale de 150.000 m², avec un volume de 3 million m³. L'hypothèse d'une rupture glaciaire, événement déjà vu chez le Glacier de Belvedere, a causé un état d'urgence hydro-géologique et on a commencé l'analyse de ce phénomène et les opérations de mitigation du risque. Pendant cet état d'urgence, Enel.Hydro a fait des relèvements pour évaluer le volume du lac, la morphologie de son lit, la profondeur du lit glaciaire dans la partie du glacier autour du lac et pour acquérir des données utiles pour comprendre les modalités du débit sous-glaciaire des eaux du lac. Pour faire ça, on a employé des technologies très modernes, qui ont fourni rapidement les données nécessaires.

Mots clés: *Glacier du Belvedere, GPS différentiel, GPR, échosondeur, indicateurs, DEM, TIN, GRID, GISMobile, ESRI ArcPad, ESRI ArcView*

A. Tamburini (*), G. Mortara (**), M. Belotti (*), P. Federici (*)

**THE EMERGENCY CAUSED BY THE “SHORT-LIVED LAKE” OF THE
BELVEDERE GLACIER IN THE SUMMER 2002 (Macugnaga, Monte Rosa, Italy)
Studies, survey techniques and main results**

1 - INTRODUCTION

The Belvedere Glacier, one of the largest glacial units of the Italian Alps, originates at the base of the huge eastern wall of the Monte Rosa and pushes its forked tongue almost down to the Macugnaga village, a well known holiday resort. For some years the wall has been subject to relevant morphological changes due to frequent rock and ice collapses; the consequent, anomalous contribution of ice has caused the glacier to increase its flow speed and to gain an extraordinary volume growth, unequalled in the present scenario of the Alpine glaciers. In particular, such strong acceleration has caused the formation of a large depression on the glacial surface at an altitude of about 2150 m a.s.l. (HAEBERLI ET AL., 2002). This depression, still hosting an epiglacial lake, appeared for the first time in the summer of 2001 (photo 1). The widening of the depression, and therefore of the lake basin, gradually increased, reaching its maximum size at the time of the anomalous heat wave of the second half of June 2002 when the lake, fed by the abundant supplies of meltwater from ice and snow, showed an extension of more than 15 hectares and a volume of about 3 millions cubic meter (photo 2 and 3). The appearance of a lake inside a “glacial system” always draws attention because of the possible, sudden, huge discharges of water with disastrous effects, already well documented, and more than once, for the Ossola side of the Monte Rosa (MORTARA & MERCALLI, 2002). There have been at least seven known glacial breaches of the Belvedere Glacier and memories of the 1970, 1978 and 1979 events, involving the Locce proglacial lake which seriously jeopardized the safety of the Macugnaga village, are still very vivid. Going back to the 2002 summer, the presence of the lake offered two possible scenarios that were both equally alarming for the possible consequences downstream. As the lake level was raising very quickly (up to 1 metre each 24 hrs. in the hottest days), the possibility of an overflow became a very serious threat, accompanied by the increasing probability of a glacial breach, a much less predictable phenomenon and lacking those warning signs that would allowing the Civil Defence to take the necessary, timely actions for the protection of the areas located below the glacier. The prompt reaction of the Authorities in dealing with the emergency of a possible emptying of the lake, now known under the name of “*Lago Effimero*” (Short-lived Lake), was therefore well justified and appreciated. The timely intervention of the Civil Defence was at first aimed at evaluating the geometric parameters of both lake and glacier, the evolutionary pattern of the glacier and the measures to take in order to minimize the risks during the emergency. Amongst these, the setting up of a pumping station in the first ten days of July contributed, together with the natural drainage and the decreasing supplies caused by the cooler temperatures of the period, to a significant lowering of the lake’s water level, whose volume was down to less than 150,000 cubic meter by the end of October (photo 4). In particular, it was necessary to obtain immediate information on the following parameters:

- lake’s overall volume and the related level-volumes curve to determine the capacity of the pumping plant and assess its efficiency;
- the morphology of the lake’ bottom, to evaluate the optimum position for the pumping station and the presence of possible areas of critical stability within the reservoir;
- the ice thickness underneath the lake and its immediate areas to evaluate the stability of the sill and the opportunity to undertake a possible drilling of the basin’s bottom to promote the subglacial drainage;
- a map of the subglacial discharge routes, with the aim of searching the possible connections with streams and springs below the glacier.

Photo 1: see page 38

During the emergency phase, first the Civil Defence and then the Piedmont Region have charged Enel.Hydro with the responsibility of carrying out the necessary surveys. The selection of the survey techniques had to consider both the urgency to collect the requested data in the shortest time possible and the need to minimize the number of operators and their stay in such a dangerous situation. For this reason, Enel.Hydro decided to use an advanced data gathering technique based on a GIS Mobile station integrated with DGPS, to speed up the surveys, thus obtaining a reply in line with this serious and unforeseeable situation.

* Enel.Hydro S.p.A., via Pastrengo, 9, 24068 Seriate (BG); ** CNR IRPI, Strada delle Cacce 73, 10135 Torino.

Photo 2: see page 39

The equipment and the survey techniques used, together with the main results obtained, are the subject of this paper. Additionally, we would like to mention the repeated aerial shootings (from a plane or helicopter) and the topographic measurements carried out, which allowed us to quantify the glacier's morphological variations and to follow its surface movements.

2 - BATHYMETRIC SOUNDINGS

These surveys were carried out with an innovative technique based on the use of a boat equipped with a GPS positioning system connected with an echo sounder for the measurement of the bottom's depth. The positioning and depth surveys, obtained at regular time intervals and accurately matched, could determine the bottom's plano-altimetric coordinates along the trajectories followed during the survey. The echo sounding and the GPS aerial were fixed in a co-axial position to a small catamaran (photo 5) pulled by a motorboat belonging to the Milan Fire Dept's Diving Team. The positioning system used during the surveys, later used for the georadar surveys, was made of a GPS CSI WIRELESS receiver, DGPS MAX model, set for the reception of the differential corrections in real time transmitted via satellite by the OMNISTAR service. With this technique it is possible to achieve a "sub-metric" precision without a local master station set in a position of known coordinates.

Photo 3 and photo 4: see page 40

The adopted technique, already well tested (MERCALLI ET AL., 2002), does not need a radio or GSM link between the reference station and the mobile station which would otherwise be necessary if one wanted to produce the differential corrections locally. A single-frequency SonarLite Ohmex depth finder was used to measure the bottom's depth; equipped with a 200 kHz transducer and with a maximum range of 80 metres, it was particularly appreciated for its small size and ease-of-use.

The tracking of the route followed during the surveys was ensured by a GIS mobile station, made of a Compaq iPAQ Palm PC, equipped with ESRI ArcPad 5.0.1. software. The boat position was therefore displayed in real time on a cartographic background represented by the *Carta Tecnica Regionale* map integrated with the coastline derived from aerial photos. In this way, it was possible to obtain an immediate overview of the surveyed areas and, therefore, to plan a route minimizing the period of stay in the areas yet to be surveyed. The bathymetric survey was almost completed in one day (3rd July 2002); the lake's total volume, a map of the contour bottom lines and the level-volume relation were available the same evening.

On the basis of these results, some days later (8th July 2002) a more detailed survey of a "bay" located in the lake's right sector was carried out; the area was identified by the first survey as a suitable location for the installation of the first pumping plant. On the whole, more than 6000 points were identified, arranged along the trajectories indicated in fig. 1. For safety reasons, because of frequent rock and ice collapses, fewer transits were made near the escarpment in the lake's western area.

Lacking a topographic survey of the coastline and having only one, non-geo-referenced picture taken from the helicopter, 13 points were identified on the 30th June with the same differential sub-metric GPS technique used for the bathymetric survey. They were arranged along the lake's accessible edges and then used for an approximate geo-referencing of the picture itself, which produced the estimated coastline used in the preliminary papers. The final documents were based on the aerial photogrammetry obtained by G. Viazzo; however the final results showed no significant deviation from the preliminary ones. The measured depth figures along the surveyed trajectories were turned into altitude levels for the lake's bottom, by subtracting the depth value from the corresponding surface level, and filed under ArcView; it was then possible to build a DEM of the basin's bottom. In particular, such digital pattern was created by the ArcView TIN module, as well as the contour lines map of fig. 2 and the area-volume relation for various levels of the basin (fig 3 and 4).

Photo 5: see page 41

The overall volume was calculated at 3 million cubic metres with a measured maximum depth of 57 metres. Later surveys showed a gradual deepening of the bottom due to the action of thermo-karst phenomena (KAAB & HAEBERLI, 2001; MERCALLI ET AL., 2002a); under such conditions the stability of the glacial sill depends upon the relationship between the basin's depth and the ice thickness; knowing both is therefore extremely important (HUGGEL ET AL., 2002). For this reason, it was decided to run a geo-radar survey of the glacial area of the lake.

Fig. 1, fig. 2: see page 42

Fig. 3 and fig. 4 (bathymetric survey): see page 43

3 - GEO-RADAR SURVEYS

On 2nd and 3rd August 2002, in order to determine the ice thickness and thus the depth of the glacial bed in the area around the lake, some geophysical surveys were carried out using the geo-radar technique on 8 profiles across the glacial tongue between 2100 and 2260 m a.s.l. (fig. 5). The following equipment was used:

- GSSI SIR-10 radar system;
- RADARTEAM aerial, SUBECHO 40 model, with 35 Mhz base frequency;
- GPS differential positioning system (identical to the one used in the bathymetric survey);
- GIS Mobile station for route control.

Fig. 5 (geo-radar survey): see page 44

The radar and GPS aeriels were installed into a custom-made aerodynamic wooden structure which could be flown with a helicopter (photo 6), as it was impossible to pull the equipment directly across the glacial surface.

The interpretation of the data was extremely difficult, mainly because of the glacial till cover and of water and debris inside the ice body, which considerably hindered the usefulness of the technique². Moreover, other inside reflections, often difficult to sort out, caused a further weakening of the signal. Hereafter some comments on the outcome of the investigation; as an example, fig. 6 shows a geo-radar interpreted profile.

- it was not possible to reach the glacier bed because of the signal loss due to the strong reflection of the till covering the glacial surface;
- it was, instead, possible to clearly identify the course of the lateral moraine up to maximum depths ranging between 120 and 140 m and then to extrapolate the glacier's approximate thickness. The estimated thickness of the ice in the surveyed area varied between a minimum of 120 m along profile 1 to a maximum of about 220 m along profile 4;
- it was assumed that the ice thickness under the lake's bottom ranged between 120 and 150 m (profile 3 and 9), while beyond the lake, at the breach in the right moraine (profile 7 and 8), the estimated thickness was about 150 m;
- particularly strong reflections seemed to originate from areas of remarkable shearing stress induced by the confluence of glacial tongues with different flow-speed. The phenomenon was visible also from the morphological point of view, highlighted by the presence of both a longitudinal sinking of the glacial surface and of short crevasses set at a 45° angle from the contact line between the two sectors with different speed. Apart from the coincidence between this morphological aspect and the radar reply, the phenomenon may warrant further research, at the moment beyond the objectives of this investigation;
- other particularly intense inside reflections could be linked to the presence of debris of metric dimensions (the minimum size of the blocks detected by the aerial's frequency transmission) coming from the landslide affecting the rocky walls above;
- in profile 4, at a depth between 40 and 70 metres, one could notice a transition between the upper zone, characterised by a lack of reflection, and a lower area where the reflection was more evident. This could represent the transition between ice sheets with different water content. The presence of a basal area full of water had already been assumed after the geophysical surveys carried out in 1984 by the Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology of the *Zurich Federal Technikon*. The phenomenon was repeated on profiles 5, 6, 7 and 8, located beyond the lake, and should be further studied to better understand the endo/subglacial hydrology.

Fig. 6 (geo-radar survey): see page 45

The activity carried out has led to some important results; however, from a methodological point of view, it does not seem possible to investigate depths greater than those surveyed by using the geo-radar equipment mounted on the helicopter. The experience collected so far indicates that far better results could be achieved if the radar aerial was directly on top of the glacial surface (FRASSONI ET AL., 2001; MERCALLI ET AL., 2002b). Should the glacier surface be smoother after the winter and spring snowfalls and should it allow fairly straight courses, it would definitely be worthwhile to repeat the survey by dragging the radar aerial directly across the surface.

Photo 6: see page 46

² the presence of an almost uninterrupted layer of till on the glacial surface is causing a strong reflection. The attenuated signal entering the ice body thus does not reach the bedrock substrate.

4 - TESTS WITH TRACERS

At the end of the activities to monitor the evolution of *Lago Effimero* and the Belvedere Glacier, a test with tracers was carried out to qualitatively evaluate the endo/subglacial flow routes of the lake's water in order to verify possible connections between the lake and the waters emerging downstream.

The tracing was performed by the addition of sodium-fluorescein ($C_{20}H_{10}Na_2O_5$) to the lake's water.

Considering the lake's capacity at that time and the fact that not all the substance would dissolve in the water, the estimated initial concentration of fluorescein was about 0,3 g/m³, slightly above the visibility level to the naked eye (equal to 0,1 g/m³). The fluorescein is not toxic at such concentration, but its strong dyeing effect can make the water unsuitable for drinking. In this regard, it should however be mentioned that the periodical downstream checks identified a maximum concentration 10² lower than the above visibility limit. The map (fig. 7) shows the position of drop-in point (see also photo 7) and the locations of the checkpoints.

The powdered fluorescein, dissolved in a large container three times over, was poured into the *Lago Effimero* in the morning of the 16th October 2002, using a pump connected with a 15 m-long rubber hose. The solution was not poured on the surface, but released at a depth of about 10 m in three different points.

Photo 7 and fig. 7 (test with tracers): see page 47

At the checkpoints (fig. 7, letters A to E), fluorescence detectors made by activated carbon granules set into a close-mesh net were inserted at regular intervals and several times over (photo 8). The positioning and the removal of the detectors were programmed at intervals of 6, 12 hours and 1, 2, 4, 8, 16 and 32 days from the tracer's addition. A set of detectors was installed and removed before the fluorescein addition, in order to identify the possible presence of other organic substances that might influence the results of the follow-on analyses. Another series of detectors was left at each point for the whole duration of the test (32 days). In the lab the fluorescein absorbed by the detectors was extracted with a KOH methanol solution and analysed with a spectrofluorometer registering the emission and excitation spectra (with a wave-length of $\lambda = 496$ nm and $\lambda = 520$ nm respectively) and the synchronous spectrum (simultaneous scanning of excitation and emission monochromators with a constant difference of 24 nm).

The analyses highlighted the presence of fluoroscein at the C and D checkpoints (Fontanone and Torrente Anza) after a 24-hour delay and peak concentrations after 2 and 4 days respectively. Also, the thickness of the snow blanket at the E point (Alpe Fillar) did not allow the removal of the last detector, which will be recovered and analysed as soon as possible. The results obtained provided the expected qualitative information on the preferential drainage routes of the lake waters, suggesting a further opportunity to repeat the test in the course of the next summer, should the basin fill up again. Such test could be carried out by installing some continuous-recording fluorimetres in order to identify the time of the peak concentration values and therefore allowing more detailed considerations about the down-flow time and patterns.

Photo 8: see page 48

5 - CONCLUSION

The emergency created by the *Lago Effimero* on the Belvedere Glacier presented the opportunity to test the efficiency of the most up-to-date survey techniques and to gather reliable data in a short time for an appropriate and timely management of the event. In particular, the use of GPS and GIS Mobile equipments proved very successful, as well as the different survey techniques that were utilized to improve our knowledge of the glacier.

The analyses raised a few more questions on the peculiar evolution of the glacier over the past years; to answer these questions some new investigations were proposed; a few are recalled in this article and they will hopefully be further studied in the future.

REFERENCES and ABSTRACT (see page 49)

Giuseppe Cola (*)

VARIAZIONI DELLA LINGUA DEL GHIACCIAIO DEI FORNI (ORTLES-CEVEDALE, ITALIA) NEL VENTENNIO 1981-2002

1 - INTRODUZIONE

L'attuale fase di rapida involuzione degli apparati glaciali, che interessa gran parte della criosfera, talora con aspetti eclatanti, non ha risparmiato nemmeno il Ghiacciaio dei Forni, secondo per dimensioni solo al Ghiacciaio dell'Adamello nel primato di maggiore apparato delle Alpi Italiane. Ai frequentatori e amanti della montagna lombarda, che salgono in auto "ai Forni" e poi faticosamente a piedi nella calura estiva verso il Rifugio Branca, non è sfuggito di certo il ritiro della lingua glaciale prodottosi in questi ultimi anni. Il suo limite frontale, vista la vicinanza del rifugio, permette anche al profano, e con grande immediatezza, di farsi un'idea precisa delle variazioni intervenute. Va comunque detto che il ghiacciaio ha evidenziato anche altri fenomeni caratteristici di un periodo di involuzione glaciale, quali l'affioramento di inserti rocciosi e la parziale deglaciazione delle numerose pareti di ghiaccio che ne costellano i settori apicali. Nonostante ciò, il Ghiacciaio dei Forni non ha sostanzialmente cambiato la propria fisionomia, a motivo delle grandi dimensioni e della notevole quota dei settori di alimentazione, al contrario dei numerosi altri apparati di dimensioni minori i cui bacini di alimentazione si collocano a quote inferiori: valga per tutti l'esempio del Ghiacciaio del Careser, sito sul versante trentino dell'Ortles-Cevedale.

Il presente lavoro trae spunto da un rilevamento topografico della lingua glaciale effettuato nel mese di settembre 2002, rilievo che, sovrapposto alla Carta Tecnica Regionale (C.T.R.) costruita partendo dalle riprese aereofotogrammetriche del 1981-1982, permette un riscontro facile e immediato delle variazioni intervenute nell'ultimo ventennio. Sono state inoltre elaborate tre sezioni trasversali della lingua glaciale, utili all'analisi delle variazioni di spessore della colata comune.



Foto 1: il Ghiacciaio dei Forni ripreso il 18 agosto 2000. (G. Cola).

Photo 1: the Forni Glacier shot on 18th August 2000. (G. Cola).

(*) Servizio Glaciologico Lombardo; e-mail: dosegu@libero.it

2 - LE VARIAZIONI FRONTALI DEL GHIACCIAIO DEI FORNI

Il Ghiacciaio dei Forni (foto 1) è attualmente classificato di tipo *vallivo* e forma *confluente* (GALLUCCIO ET ALII, 1994). E' il secondo per estensione nelle Alpi italiane (1237 ha contro i 1780 ha del Ghiacciaio dell'Adamello) ed è dotato di una tra le più lunghe serie di misure delle variazioni frontali (dal 1833 al 2002), anche se più volte interrotta. Le misurazioni annuali sono infatti 54: due sono biennali, sei triennali, una misura copre sei anni (1898 - 1904) e una copre sette anni (1951-1958). La più lunga interruzione della serie (undici anni), fra il 1914 ed il 1925, risale a prima dell'avvio sistematico delle campagne annuali da parte del Comitato Glaciologico Italiano (C.G.I.); tale lacuna fu colmata da ABBADESSA (1955) mediante confronti cartografici. I primi segnali furono collocati nel 1895 da RIVA e successivamente utilizzati da MARIANI, fino al 1914; seguirono poi le misure di DESIO, CHIESA, PAREA, BELLONI e POLLINI. Le variazioni storiche del Ghiacciaio dei Forni ben s'inquadrano nel complesso delle oscillazioni glaciali del resto della catena alpina, soprattutto per quanto riguarda l'espansione avvenuta nel corso della Piccola Età Glaciale (1350-1890) e la susseguente, generale fase di ritiro che si protrasse fino alla fine degli Anni Sessanta. E' a partire da questo periodo che dagli apparati glaciali del settore occidentale delle Alpi pervengono i primi segnali di un'inversione di tendenza: essa porta, nel ventennio 1970-1990, a una fase di lieve progresso generalizzato. Per il Ghiacciaio dei Forni, dal 1987 si assiste a un forte ritiro che riporta la fronte in una posizione più arretrata rispetto a quella occupata negli Anni Sessanta (fig. 1).

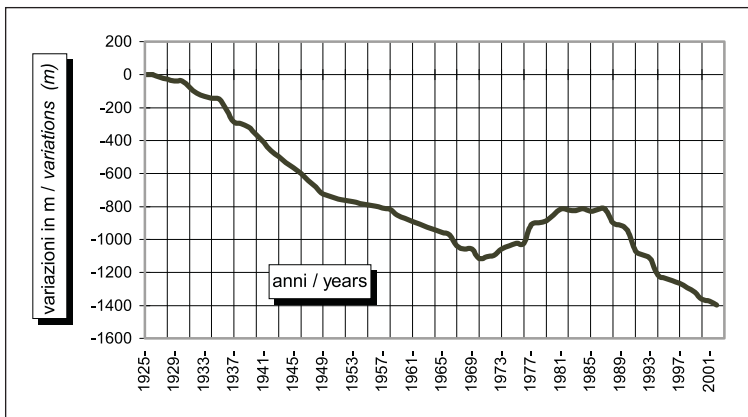


Fig.1: variazioni frontali cumulative del Ghiacciaio dei Forni dal 1925 al 2002.

Fig. 1: the snout variations of the Forni Glacier between 1925 and 2002.

3 - LA FASE DI ESPANSIONE DEGLI ANNI SETTANTA E OTTANTA E IL SUCCESSIVO RITIRO

L'analisi delle serie meteorologiche riferite al XX secolo, per le stazioni di Sondrio, Bormio e S. Caterina Valfurva, ha permesso di evidenziare, nell'intervallo di tempo compreso tra l'inizio degli Anni Cinquanta e la fine degli Anni Ottanta, un decremento delle temperature medie dell'ordine di pochi decimi di grado centigrado e un debole incremento delle precipitazioni; tali variazioni sono correlabili a una lieve avanzata delle fronti dei ghiacciai della Valfurva, verificatasi tra l'inizio degli Anni Settanta e la prima metà degli Anni Ottanta (foto 2).

Questa pulsazione positiva e la successiva fase di ritiro del Ghiacciaio dei Forni sono ben documentate, oltre che dalle misure frontali e da un gran numero di riprese fotografiche, da alcuni rilevamenti cartografici e topografici che permettono di delineare con notevole dettaglio le variazioni morfologiche intervenute nel corso degli ultimi vent'anni. Le fonti cartografiche e topografiche disponibili sono costituite dalla C.T.R. (1981-1982) e da un rilevamento inedito del settore terminale del grandioso lobo centrale, realizzato nel 1985 dallo scrivente. Inoltre, negli Anni Novanta vengono effettuati due rilevamenti topografici circoscritti al settore terminale della lingua, il primo nel 1995 a cura del Servizio Glaciologico Lombardo (S.G.L.), il secondo nel 1997 per opera



del C.G.I.. Nell'estate 1998, mediante l'utilizzo di strumentazione GPS (Global Positioning System), lo stesso C.G.I. realizza la battitura di una serie di punti, al fine di valutare le variazioni volumetriche. Nel 2002 lo scrivente ripete il rilevamento dell'intera lingua comune utilizzando un teodolite, in modo da costruire un valido riferimento utile al confronto con la base cartografica della C.T.R.. Questa carta fissa la situazione del ghiacciaio quasi al culmine della fase di espansione, restituendoci un'immagine della lingua prepotentemente rigonfia e dalla bella forma lanceolata. Il settore terminale della lingua comune, rappresentato dalla colata proveniente dal settore di alimentazione sotteso alla Cima di Peio a Est e alla Punta S. Matteo a Ovest, ha ampiamente superato il gradino roccioso distendendosi nella piana sottostante (foto 3 e 4).

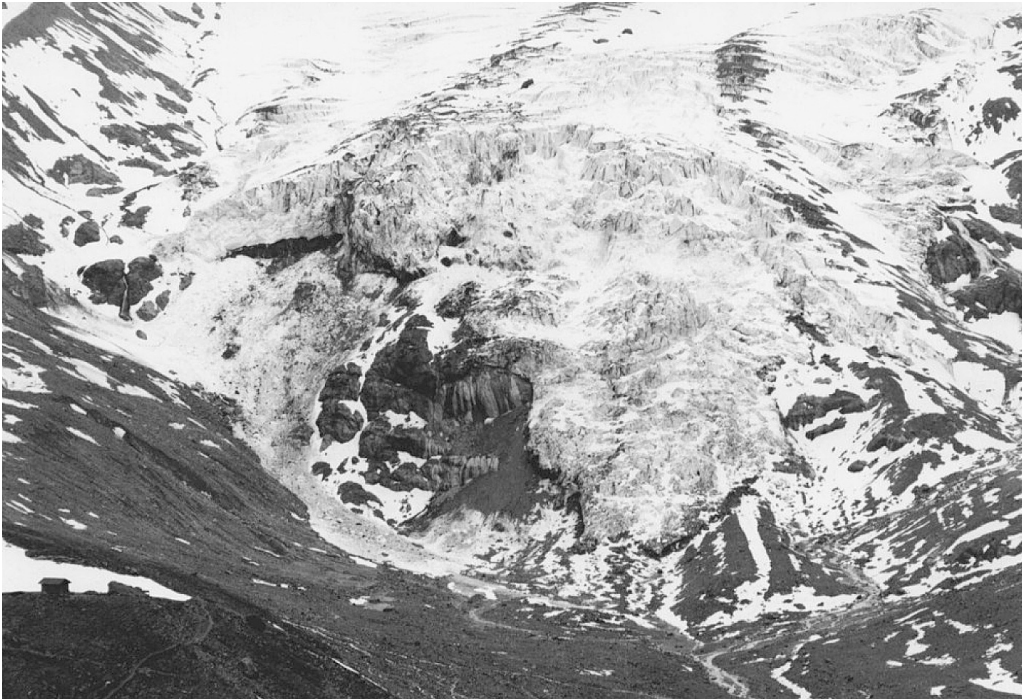


Foto 2: il settore terminale della lingua del Ghiacciaio dei Forni nel 1978. La serie di estati fresche e di inverni particolarmente nevosi verificatasi nella seconda metà degli Anni Settanta ha impresso una marcata accelerazione al progresso della fronte, in atto da qualche anno. (A. Senatore, 14 giugno).

Photo 2: the terminus sector of the Forni Glacier in 1978. A series of fresh summers alternating with particularly snowy winters in the mid-70's caused a remarkable speed-up of the glacier' advance, which had been going on for a few years. (A. Senatore, 14th June).

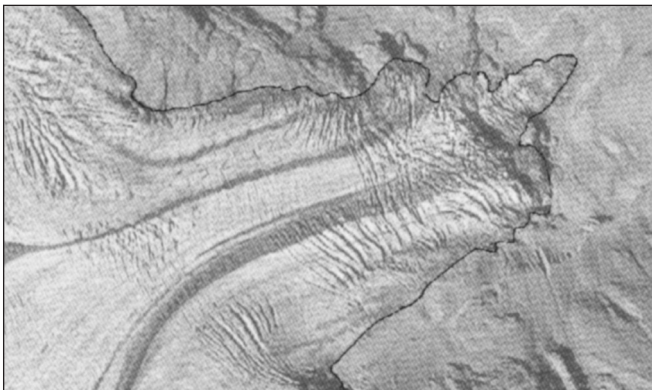


Foto 3: aerofotografia della lingua del Ghiacciaio dei Forni scattata nel mese di settembre 1982. Il settore centrale della fronte protende un gigantesco lobo che si distende nella piana sottostante la fascia crepacciata denominata "le Guglie". (da Casati P. e Pace F., "Scienze della Terra", CittàStudi, 1991).

Photo 3: aerophotogrammetry of the Forni Glacier's tongue taken during September 1982. The central sector of the snout jutted out a huge lobe stretching on the plain below the crevassed area named "le Guglie" (from Casati P. and Pace F., "Scienze della Terra", Città Studi, 1991).





Foto 4: la lingua valliva del Ghiacciaio dei Forni nei primi Anni Ottanta del XX secolo. La colata rigonfia s'inarca, frangendosi in un'imponente fioritura di crepacci e di pinnacoli e ricoprendo quasi interamente il mammellone roccioso sottostante. Si nota una gigantesca onda di piena in procinto di scaricarsi verso la fronte. (da Artoni C., "Ghiacciai e Valli dell'Ortles-Cevedale", Manfrini Editori, 1992).

Photo 4: the valley tongue of the Forni Glacier in the early 80's of the 20th century. The distended flow bent, breaking into a huge quantity of crevasses and pinnacles covering almost completely the rocky knoll below. A huge pressure wave was about to flow towards the snout. (from Artoni C., "Ghiacciai e Valli dell'Ortles-Cevedale", Manfrini Editori, 1992).

Analizzando più in dettaglio la carta C.T.R., nel settore pre-frontale si nota una svasatura che si allunga trasversalmente alla massa glaciale: in corrispondenza di questa depressione, sulla foto aerea (foto 3) si vede distintamente una nicchia di distacco dovuta a un grosso crollo glaciale che coinvolge l'intero settore centrale della lingua a valle de "le Guglie". La pendenza non particolarmente forte del substrato roccioso e la presenza del pianoro sottostante hanno permesso al crollo di scivolare verso valle mantenendosi in buona parte compatto, a guisa di un iceberg che scivola sull'acqua allontanandosi dal corpo glaciale. Le misure frontali confermano per il 1981 un valore di progresso di ben 37 m, seguito nel 1982-1983 da un lieve ritiro, che si spiega ipotizzando che, dopo lo "scivolone", il settore terminale, staccatosi dal corpo principale, non abbia più subito alcuna spinta da tergo, cadendo in tal modo facile preda dell'ablazione.

Nella foto aerea del 1983 il ghiacciaio appare però nuovamente unitario, segno che l'avanzata della lingua ha colmato il vuoto creatosi in precedenza. Nel 1984 la fronte è di nuovo in progresso, a confermare l'avvenuto ricongiungimento. Il settore terminale della lingua appare estremamente potente, raggiungendo il massimo fulgore nel corso di questa breve fase di avanzata (foto 5 e 6). Nel 1985 la fronte è in ritiro. Nell'autunno dello stesso anno, un ulteriore crollo sconvolge il settore centrale della lingua, evento di cui l'autore è stato diretto testimone: negli ultimi giorni di settembre il lobo centrale comincia ad avanzare, dapprima lentamente, percorrendo 3 m tra il 29 settembre e il 2 ottobre. Successivamente, come ben evidenziato da una incessante attività di crollo da parte dei numerosi seracchi che ornano la lingua, la velocità aumenta notevolmente, tanto da rendere percepibile il movimento a distanza di poche ore: in soli quattro giorni il lobo centrale guadagna 23 m, per poi rallentare nei giorni successivi. Tra la fine di settembre e la fine di ottobre si ha un'avanzata di circa 45 m: in alcuni tratti, la morena di neoformazione, deposta probabilmente

l'anno precedente, viene scavalcata (foto 8 e 9). Il nuovo cordone morenico, costruito nel corso di tale evento, è ancora ben visibile e indica in modo inequivocabile la massima espansione raggiunta dal settore centrale della lingua glaciale durante la fase di progresso degli Anni Ottanta. Il puntinato sulla carta di fig. 2 ritrae la situazione della parte più avanzata della fronte al termine di questa fase parossistica. Le misure frontali eseguite nel 1986 indicano un progresso di 13 m. Le fotografie di quegli anni mostrano una lingua solcata da numerosi crepacci, che termina inarcandosi in un'imponente seraccata che, giustamente, fa capire il motivo dell'appellativo "le Guglie" in uso da molto tempo per denominare questa area glaciale prospiciente il Rif. Branca (foto 7). La fronte, trilobata, a guisa di una gigantesca zampa d'aquila avvinghiata allo sprone roccioso, sembra pronta a ghermire il vallone che si distende ai suoi piedi.

A partire dal 1987, la lingua inizia ad accusare una marcata involuzione caratterizzata, oltre che dal ritiro della fronte, da un notevole smagrimento: "le Guglie" si appiattiscono fortemente, mentre viene abbandonata un'estesa morena di neoformazione. Le misure frontali mostrano un continuo e accentuato regresso, dell'ordine di decine di metri all'anno, seppure con dinamiche diverse per i diversi settori della fronte. Secondo quanto segue.

La lobatura centrale, che ancora nel 1987 sopravanzava la barra rocciosa posta di fronte al Rif. Branca giungendo fino al pianoro sottostante, mostra segni di forte ritiro e, nella sua risalita verso monte, lascia sul terreno lembi di ghiaccio morto. Nel 1989 abbandona una grande scaglia di ghiaccio e supera completamente la balza rocciosa, annidandosi in una concavità della roccia (foto 10). Nell'autunno dello stesso anno, un nuovo impulso interessa questo settore centrale della fronte, seppure in misura meno pronunciata rispetto ai precedenti, con un'avanzata di oltre 5 m nel mese di ottobre (foto 11). Gli altri settori della fronte subiscono un ritiro meno spettacolare e dal decorso più omogeneo. Quello occidentale, rappresentato da una elegante linguetta, adagiata in una profonda valletta incisa dal torrente emuntore, appare smagrita ma, di fatto, è il settore della fronte che arretra di meno, favorito dall'esposizione (a NE) e dalla protezione della morena galleggiante (foto 12). Il lobo orientale va via via assottigliandosi, in modo da ridursi, nel 1993, a una lama sottile dello spessore di qualche metro, coperta da materiale morenico e collegata al resto del ghiacciaio da uno stretto cordone di ghiaccio incastrato in una depressione dell'affioramento roccioso (collegamento che crollerà nell'autunno dello stesso anno, abbandonando una scaglia di ghiaccio che fonderà completamente nel corso dell'estate del 1994). Nel 1995, anno in cui il S.G.L. realizza il rilevamento topografico del margine frontale, la lingua ha risalito quasi completamente il gradino roccioso, protendendo verso valle tre piccoli lobetti in corrispondenza del termine delle colate. Sempre nel 1995, tra la fine di settembre e la prima parte del mese di ottobre, un'onda di piena genera una piega spettacolare nel tratto terminale della colata centrale: il ghiaccio si inarca in risposta alla spinta proveniente da tergo che preme sul margine frontale ancorato al substrato. Il settore orientale della fronte fa registrare invece un lieve progresso. Nel corso degli anni successivi la fronte modificherà profondamente la propria morfologia: nel rilevamento del 1997 appare infatti il solo lobo sinistro idrografico, caratterizzato da una forma lanceolata e lievemente curva (foto 13 e fig. 2). Nel mese di agosto 1999, presso il margine frontale, in corrispondenza della morena occidentale, si forma una grossa cavità (*calderone del ghiacciaio*), che lascia intravedere sul fondo il tumultuoso torrente glaciale. Per crolli successivi, nel corso del 2000 si isola una grossa scaglia di ghiaccio che fa arretrare il margine del settore sinistro del ghiacciaio di ben 71 m (foto 14).

La metamorfosi si è ormai conclusa: la fronte ha perso completamente la caratteristica forma a tridente che l'aveva caratterizzata per circa un ventennio, assumendo una forma lanceolata e via via più appuntita per la presenza in posizione avanzata della poderosa morena orientale. Negli ultimi due, tre anni la lingua si è notevolmente appiattita dietro al bastione roccioso e presenta un settore terminale di spessore ridottissimo. Le descritte, recenti, variazioni del ghiacciaio lasciano davvero stupiti: si pensi ad esempio che, fino a 10-15 anni or sono, "le Guglie" venivano utilizzate per le esercitazioni di arrampicata su ghiaccio mentre ora, nello stesso punto, sulle ripide rocce montonate lasciate libere dal ghiacciaio in ritiro sono state già aperte alcune vie di arrampicata su roccia. Fatti che fanno riflettere sulla estrema variabilità dell'ambiente della media e alta quota alpina, di cui siamo testimoni in questi anni.



Foto 5: la fronte del Ghiacciaio dei Forni nel luglio del 1984, al culmine della breve fase di progresso degli Anni Settanta e Ottanta del XX secolo. (A. Galluccio).

Photo 5: the snout of the Forni Glacier in July 1984, at the peak of the short growth occurred between the 70's and 80's of the 20th century. (A. Galluccio).

4 - DINAMICA E VARIAZIONI PLANIMETRICHE DELLA LINGUA VALLIVA TRA IL 1981 E IL 2002

Osservando la fig. 2 si può apprezzare la contrazione subita dalla lingua a partire dal 1985. Oltre al notevole ritiro frontale, si può verificare anche la concomitante contrazione laterale, contrazione asimmetrica che ha interessato in misura maggiore il lato di destra idrografica. Questo fatto trova spiegazione tenendo conto di due fattori. Un primo, di tipo orografico, l'esposizione del bordo destro rivolta a SSE, ha sicuramente influito sull'intensità dell'ablazione. Un secondo, di tipo strutturale: ci riferiamo alla conformazione del substrato, a debole pendenza lungo il bordo di destra idrografica, ripido, a tratti quasi verticale, sul versante opposto. Se si considerano le sezioni trasversali della fig. 3, si può notare come le variazioni altimetriche della superficie glaciale siano abbastanza uniformi nella sezione trasversale A-B che attraversa la colata in corrispondenza del tratto superiore della lingua. Al contrario, nelle sezioni trasversali C-D ed E-F, che attraversano la lingua attuale rispettivamente nel tratto intermedio e terminale, la perdita di spessore risulta più spiccata nei settori laterali.

Questo andamento va probabilmente ricondotto alle caratteristiche del flusso che, nel settore terminale della colata, diventa distensivo e tale da causare l'allargamento a ventaglio dei cordoni morenici, distribuendo in tal modo i detriti su una superficie molto ampia: il settore centrale viene così a occupare una posizione rilevata in virtù dell'ablazione differenziale garantita dall'efficace protezione del detrito superficiale. Altro fattore da tenere in considerazione è la presenza di vasti affioramenti filladico-miscastosi che, esposti agli agenti meteorici, assumono una caratteristica colorazione ramata per ossidazione: la roccia intercetta efficacemente l'energia radiante che, restituita quasi immediatamente al ghiaccio con cui si trova a diretto contatto, ne incrementa l'ablazione.



Foto 6: nel luglio del 1984, il lobo centrale della fronte del Ghiacciaio dei Forni, qui ripreso dal Rif. Branca, raggiunge la massima potenza nell'ambito della recente fase di avanzata (Anni Settanta e Ottanta). (A. Galluccio).

Photo 6: in July 1984 the central lobe of the Forni Glacier's snout reached its maximum expansion within its current advance phase (70's and 80's). Picture taken from the Branca Refuge. (A. Galluccio).



Foto 7: "le Guglie" dei Forni nel luglio 1984, all'epoca del loro massimo fulgore recente. Erano dovute al cambio di pendenza imposto alla lingua valliva del ghiacciaio dalla soglia del gradino roccioso. Oggi (2002) non esistono più. (A. Galluccio).

Photo 7: "Le Guglie" of the Forni in July 1984, at their maximum. They were caused by a break-up of the glacier's valley tongue caused by the change in the gradient of the rocky substrate. Now (2002) they no longer exist. (A. Galluccio).





Foto 8 e 9: il Ghiacciaio dei Forni nel 1985, in luglio (sopra) e in ottobre (sotto). Nel corso dell'autunno di quell'anno la zona frontale viene investita da una forte onda di spinta: il ghiacciaio raggiunge così il secondo massimo della recente fase di avanzata. Si trattò di un fenomeno repentino e spettacolare, come documenta il confronto tra le due immagini. (A. Galluccio).

Photo 8 and 9: the Forni Glacier in 1985, in July (above) and in October (below). During the fall of that year the snout area was hit by a strong thrust wave; the glacier reached therefore the second maximum of its recent growth phase. This phenomenon was quick and spectacular, as proved by the comparison between the two pictures. (A. Galluccio).



Foto 10: la fronte del Ghiacciaio dei Forni nel 1989 manifesta già ben evidenti i segni dell'inversione di tendenza. Il settore terminale del lobo centrale è il primo a rispondere alla nuova situazione climatica, appiattendosi e lacerandosi in più punti. Le frecce indicano la morena di neoformazione abbandonata dal ghiacciaio in ritiro. (A. Pollini, 9 settembre).

Photo 10: the snout of the Forni Glacier in 1989 clearly showed the signs of the trend reversal. The end sector of the central lobe was quick in reacting to the new weather conditions, flattening and tearing in many areas. The arrows indicate the recently end-moraine abandoned by the shrinking glacier. (A. Pollini, 9th September).



Foto 11: nel mese di luglio 1990, il lobo centrale del Ghiacciaio dei Forni appare rigonfio dopo l'ondata di spinta dell'autunno precedente (1989), che ha riportato nuovamente la colata sul pianoro sottostante il gradino roccioso. Si tratta dell'ultima pulsazione positiva recente di un certo rilievo, avvenuta in un periodo in cui i ghiacciai erano già in fase di ritiro da 5-7 anni (un'altra pulsazione avrà luogo nel 1995 ma con effetti meno marcati). (S. Marchi).

Photo 11: in July 1990 the central lobe of the Forni Gl. appeared extended after the push wave of the previous autumn, which brought the flow back on the plateau below the rocky step. This was the last significant recent event occurred in a period when the glaciers were already undergoing a shrinkage for 5-7 years (another push occurred in 1995 but had less remarkable effects).





Foto 12: la fronte del Ghiacciaio dei Forni nel 1992. La lingua è ormai completamente risalita al di sopra dello sprone roccioso, raggiungendo una situazione morfologica più favorevole. Se si confronta con la foto precedente appare ben evidente il regresso intercorso.

(A. Galluccio, 24 agosto).

Photo 12: the snout of the Forni Glacier in 1992. The valley tongue had almost completely moved above the rocky step, thus reaching a more favourable morphological condition. The retreat is very evident when compared to the previous picture.

(A. Galluccio, 24th August).



Foto 13: la fronte nel 1997. Rispetto alla foto precedente, si nota in particolare la forte riduzione di spessore della lingua e la concomitante, incrementata salienza delle morene mediane, soprattutto di quella centrale.

(A. Galluccio, 24 agosto).

Photo 13: the snout in 1997. Compared to the previous picture, one can notice, in particular, a strong thickness reduction of the tongue accompanied, at the same time, by the heightening of the medial moraines, especially the central one.

(A. Galluccio, 24th August).



Foto 14: la situazione del 1999. (A. Galluccio, 28 agosto).

Photo 14: the situation in 1999. (A. Galluccio, 28th August).

Sempre osservando le sezioni si intuiscono anche le variazioni subite dalle morene mediane: spicca in particolare la morena orientale (la fascia puntinata al centro delle tracce delle sezioni), che dal 1981 al 2002 ha quasi raddoppiato la propria larghezza e triplicato l'altezza rispetto al ghiaccio circostante. Si può anche osservare la migrazione delle due morene galleggianti verso il bordo sinistro. Se rammentiamo che gli scuri nastri delle morene galleggianti, serpeggianti lungo la lingua glaciale, sono l'espressione tangibile dei limiti delle tre colate, bisogna dedurre che la colata occidentale partecipa attualmente all'alimentazione della lingua comune in misura più limitata rispetto al 1981.

Quanto sopra esposto riflette l'asimmetria dei bacini collettori del Ghiacciaio dei Forni. Quello occidentale, caratterizzato da una serie di bancate inclinate verso SE, delimitate da una ripida e marcata cresta rocciosa che cinge i vasti subpianori collocati appena al di sopra dei 3000 m di quota, presenta una situazione non certo favorevole all'accumulo, visto l'attuale tendenza all'innalzamento del limite delle nevi persistenti. Ben diverso si presenta il bacino orientale, esteso e subpianeggiante, collocato interamente a una quota superiore ai 3200 m, circondato da affioramenti rocciosi poco pronunciati e interrotto verso valle da un imponente salto superato con una poderosa seraccata. Il bacino centrale presenta caratteristiche morfologiche intermedie tra gli altri due. In altre parole, il settore sinistro idrografico del ghiacciaio, viste le sue caratteristiche morfologiche, riesce a conservare meno neve nella stagione estiva, sia per la maggiore ablazione sia per il minor accumulo a causa della quota più modesta.

E' ragionevole supporre che in un futuro non molto lontano, se persisterà l'attuale tendenza al decremento glaciale, il continuo ritiro della fronte potrà causare il distacco della colata occidentale dalla lingua comune, colata che protenderà così nel settore di sbocco una corta lingua sospesa sopra un gradino roccioso. Solo nei settori più elevati riuscirà a conservare gli attuali collegamenti con il resto del ghiacciaio, in particolar modo attraverso la trasfluenza che trabocca dall'alto bacino di accumulo compreso tra il Monte Giumella e la Punta S. Matteo.

La lingua valliva comune è solcata anche da diversi cordoni morenici galleggianti di piccole dimensioni che traggono origine dai numerosi affioramenti rocciosi costellanti i tre grandi bacini di alimentazione (nella carta di fig. 2 sono riportati solo i principali). La colata orientale si presenta striata da diversi cordoni che emergono a circa 2740 m di quota presso la base della grande seraccata. L'origine di questo detrito va ricercata per i cordoni più prossimi al bordo laterale destro della lingua, nel vasto affioramento roccioso che corre trasversale a ridosso dell'anticima del Monte Vioz, mentre, per quelli che serpeggiano a fianco della grande morena mediana, l'origine si rinviene nei detriti della spalla orientale di Cima Taviela.

La colata centrale è percorsa da un sottile cordone: si tratta di detrito preso in carico dal ghiacciaio alla base dei diversi affioramenti che occhieggiano lungo il crinale ghiacciato che sale verso il Monte Giumella. Le fasce di detrito che corrono in direzione del bordo sinistro della colata occidentale, e che iniziano a venire alla luce a circa 2850 m, traggono alimento dai numerosi speroni rocciosi subverticali che interrompono la continuità della massa glaciale a ridosso del tratto di cresta che dalla Cima Dosegù sale verso la Punta S. Matteo (foto 15). Edotti da questa precisazione, si può affermare, senza ombra di dubbio, che i settori di accumulo del Ghiacciaio dei Forni che attualmente partecipano in misura preponderante all'alimentazione della lingua valliva sono il bacino orientale, quasi in toto, e il vasto campo di accumulo che si distende dal Monte Giumella al versante Nord della Punta S. Matteo.

L'area puntinata di fig. 2, delimitata con il tratteggio presso il bordo destro della colata, rappresenta una morena a nucleo di ghiaccio (*ice-cored moraine*), protetta esternamente da una coltre di detrito, il cui spessore aumenta man mano che ci si avvicina al bordo del ghiacciaio. Durante la stagione di ablazione si osserva questo fenomeno: la fusione del nucleo di ghiaccio che si verifica nelle ore più calde della giornata determina l'imbibizione del detrito di copertura e il suo conseguente scivolamento per gravità; risultato di questo *debris/mud-flow* è la presenza di numerose nicchie di distacco con ghiaccio più o meno visibile nel settore superiore e di lobi detritici, sovente coalescenti, che si allungano sulla superficie del ghiacciaio.

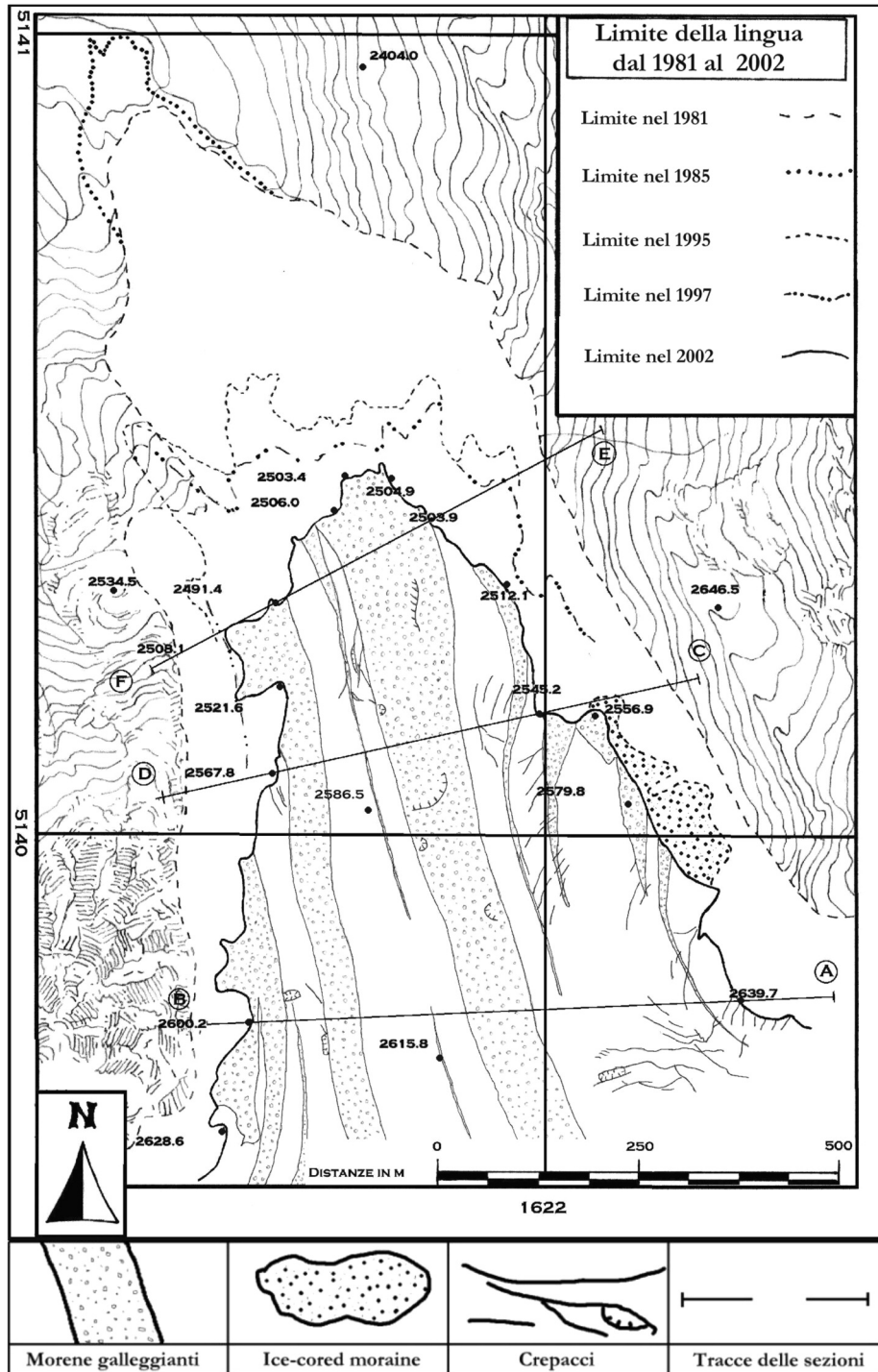


Fig. 2: variazioni planimetriche della lingua valliva comune del Ghiacciaio dei Forni nel ventennio 1981-2002. Si notano le modificazioni morfologiche e dimensionali subite dal settore terminale del ghiacciaio.

Fig. 2: planimetric variations of the common valley tongue of the Forni Glacier in the two decades 1981-2002. The morphological and dimensional changes undergone by the glacier's terminal sector are noteworthy.

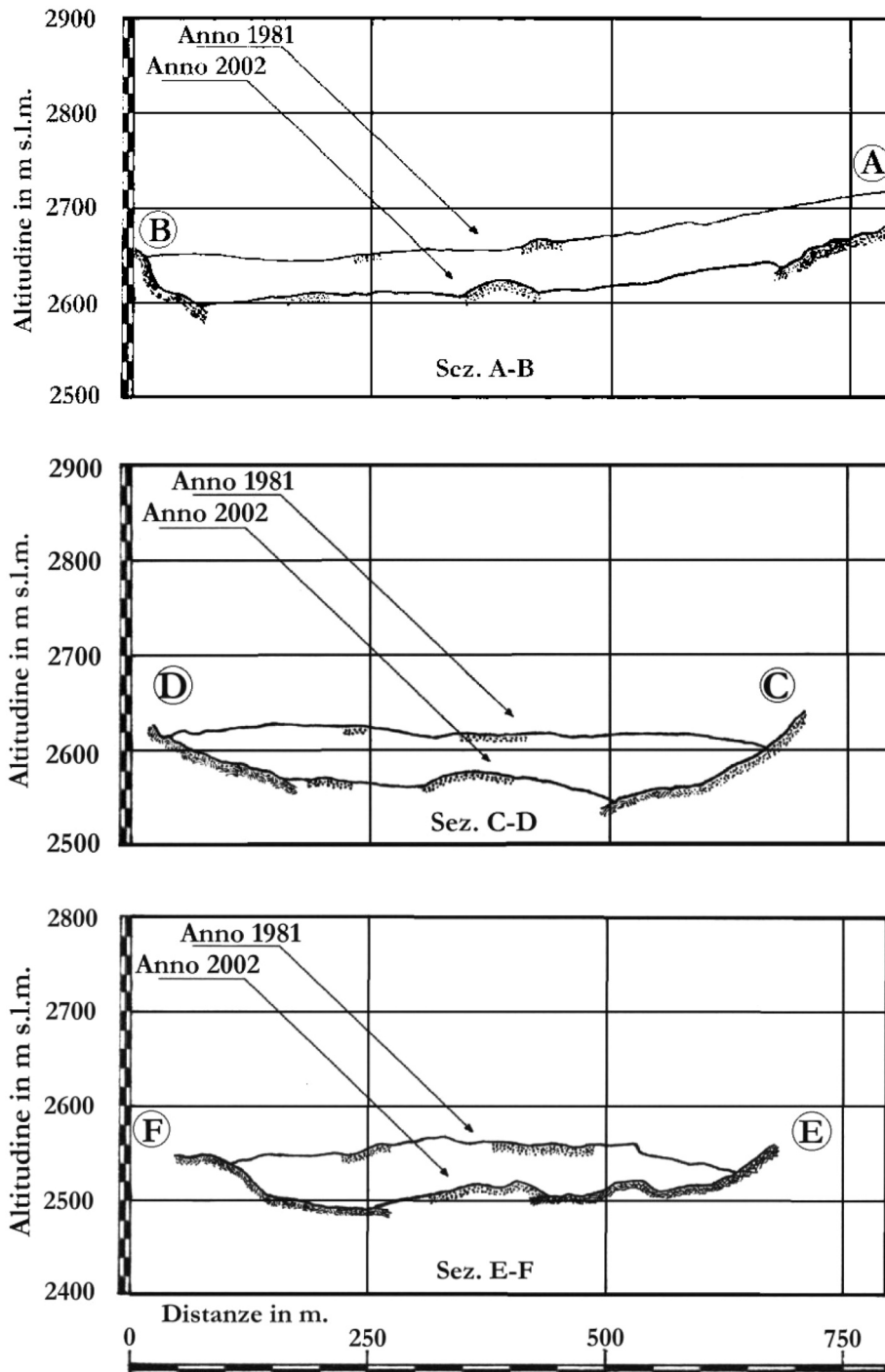


Fig. 3: sezioni trasversali della lingua terminale del Ghiacciaio dei Forni negli anni 1981 e 2002. Pur mostrando qualche differenza, le variazioni dello spessore sono simili in tutte e tre le sezioni, con un valore medio di circa 50 m.

Fig. 3: transversal sections of the terminal tongue of the Forni Glacier in the years 1981 and 2002. The thickness variations, though showing some differences, are similar in all three sections, with an average value of about 50 m.



Foto 15: nel 2002 la lingua valliva appare molto appiattita e solcata da numerose morene galleggianti. Si osservi il contributo attuale della colata occidentale (a destra nella foto) notevolmente diminuito in questi ultimi anni. (G. Cola, 14 luglio).

Photo 15: in 2002 the valley tongue seemed to be very flattened and streaked by many floating moraines. The present contribution of the western flow (on the right in the photo) to the common tongue has shown a marked reduction in the past few years. (G. Cola, 14th July).

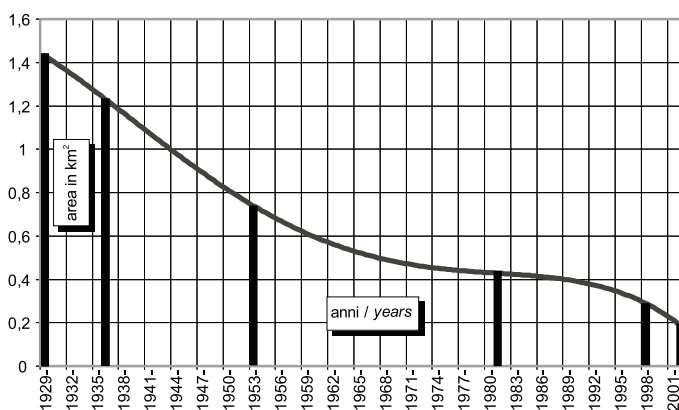


Fig. 4: variazioni della superficie della lingua del Ghiacciaio dei Forni dal 1929 al 2002.

Fig. 4: variations of the surface of the Forni Glacier terminus from 1929 to 2002.

Da un punto di vista tessiturale la morena appare costituita da una matrice prevalentemente sabbiosa con inclusione di clasti di dimensioni centimetriche. La frazione fine funge da supporto per ciottoli di dimensioni in genere comprese tra uno e pochi decimetri, presenti alla superficie della morena in quantità tale da determinarne un grado di copertura generalmente ben avvertibile. Talora si possono osservare massi con dimensioni metriche (foto 16).

Il grafico di fig. 4 mostra le variazioni areali della lingua a partire dal 1929. Per il periodo di nostro interesse si può notare che le variazioni dell'area sono state particolarmente significative a partire dal 1998, laddove in solo quattro anni la superficie si è ridotta di un terzo a fronte di un'attenuazione del ritiro frontale. Questa apparente contraddizione si spiega rammentando che in questi ultimi anni la fronte, dopo essere risalita al di sopra del gradino roccioso, ha certamente raggiunto una situazione morfologica più favorevole ma ha continuato ad accusare una contrazione particolarmente intensa lungo i suoi bordi laterali a causa del loro ridotto spessore.

5 - CONCLUSIONI

In virtù della propensione del *sistema-ghiacciaio* ad assecondare e amplificare piccole variazioni meteo-climatiche, i ghiacciai assumono un ruolo di indicatori climatici di primo piano. Nella seconda metà del XX secolo, la Valle dei Forni, al pari di tante altre vallate alpine ed extralpine, è stata testimone di un evento straordinario che, pur insignificante nelle sue dimensioni rispetto alle

avanzate precedenti, ha assunto un notevole valore scientifico. Per la prima volta, gli studiosi contemporanei hanno assistito all'apparire di sintomi che facevano presagire un'inversione della tendenza al ritiro, hanno seguito lo svilupparsi dell'avanzata glaciale, hanno visti l'accrescersi delle fronti e il loro incedere verso aree prive di ghiaccio. Tutto ciò spinse a parlare di *ritorno al raffreddamento*; presto però ripresero le estati calde e secche, le fronti subirono un arresto, seguito da un generalizzato ritiro, talora con aspetti preoccupanti, e quindi trovò conferma la tendenza climatica odierna, caratterizzata da un riscaldamento globale.



Foto 16: morena di sponda in destra idrografica (al centro, sullo sfondo) interessata da estesi fenomeni di debris/mud-flow che coinvolgono non solo la morena di neoformazione degli Anni Ottanta del XX secolo ma anche la morena ottocentesca. All'insnesco di questi fenomeni un contributo non indifferente viene, oltre che dalle elevate temperature estive, dalle precipitazioni intense e prolungante che colpiscono l'area soprattutto nel periodo autunnale. (G. Cola, 19 agosto 2002).

Photo 16: lateral moraine at the hydrographic right (in the background, middle) affected by extensive debris/mud-flow phenomena involving not only the recently formed moraine of the 80's of the 20th century but the 19th century moraine as well. These phenomena are mainly triggered off by the high summer temperatures and, in particular, by the heavy and prolonged precipitations of autumn. (G. Cola, 19th August 2002).

Accanto a questi aspetti di tipo climatico, si stanno evidenziando nuove e insospettite problematiche. Per quel che riguarda il Ghiacciaio dei Forni, l'attuale fase di repentina contrazione sta destabilizzando l'intera area periglaciale, non più sostenuta dalla massa glaciale: i segni sempre più evidenti di crolli di porzioni rocciose, lo sviluppo di movimenti franosi, che coinvolgono non solo i depositi morenici formatisi nel corso della breve avanzata della seconda metà del XX secolo ma anche le grandiose morene ottocentesche, sono l'indice di una incessante attività geomorfologica, innescata e mantenuta dalle continue variazioni di massa del ghiacciaio. Questi processi, in occasione di eventi meteorologici estremi, mettono a disposizione delle acque ruscellanti e incanalate una notevole quantità di materiale incoerente, con possibilità di sviluppo di fenomeni di trasporto di massa quali i *debris flows* e i *mud-flows*. Tutto ciò si riflette anche sulla fruizione del ghiacciaio in termini turistici, in quanto costringe spesso a cambiare il tracciato dei sentieri di avvicinamento al ghiacciaio, che conducono verso le rinomate vie alpinistiche dell'alta Valle dei Forni, in quanto divenuti troppo scomodi o pericolosi.

Nella complessa e repentina fase climatica che stiamo vivendo, gli studiosi e gli appassionati dell'ambiente dell'alta montagna si trovano a confrontarsi con nuove tematiche che, in qualche caso, contengono anche risvolti di protezione civile, come ben evidenziato da alcuni recenti eventi di cronaca (vedi, ad esempio, il caso del Lago Effimero al Ghiacciaio del Belvedere, Valle Anzasca): enfatizzati dai *media*, questi hanno prodotto un inusuale interessamento del grande pubblico per le dinamiche glaciali.

Ringraziamenti

L'autore desidera ringraziare Luca Bonardi e Antonio Galluccio per la revisione dell'articolo, notevolmente migliorato grazie al loro contributo.

BIBLIOGRAFIA

- ABBADESSA F. (1955) - *Rilievi ed indagini sul Ghiacciaio dei Forni (Valtellina)*. Boll. C. Glac. Ital. II, 6, pp. 101-128.
- ARTONI C. (1992) - *Ghiacciai e Valli dell'Ortles-Cevedale*, Manfrini Editori, p. 48.
- CASATI P., PACE F. (1991) - *Scienze della Terra*, CittàStudi, p. 486.
- Cola G. (1999) - *Genesi e morfologia delle morene mediane del Ghiacciaio dei Forni. Guida all'escursione del Ghiacciaio dei Forni*. Comitato Glaciologico Italiano.
- GALLUCCIO A., CATASTA G., BONARDI L., RIGHETTI F. (1994) - *Una nuova classificazione dei ghiacciai alpini*, Neve e Valanghe, 22, pp. 58-73.
- MERLI F. (1999) - *Variazioni volumetriche del Ghiacciaio dei Forni dal 1929 al 1998 (Alpi Centrali, Gruppo Ortles-Cevedale)*. Tesi di Laurea, Dip. Scienze d. Terra, Università Studi di Milano, anno accademico 1997-1998.
- PAOLA S. (1999) - *Apparato morenico di neoformazione del Ghiacciaio dei Forni. Guida all'escursione al Ghiacciaio dei Forni*, Comitato Glaciologico Italiano.
- SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (1992) - *Ghiacciai in Lombardia. Nuovo Catasto dei Ghiacciai Lombardi*, a cura di Galluccio A. & Catasta G., Bolis, Bergamo.

ABSTRACT

Nel presente lavoro viene analizzata la breve pulsazione positiva della seconda metà del XX secolo e il successivo ritiro del più grande ghiacciaio vallivo delle Alpi italiane. Il lavoro è eseguito sulla scorta dei numerosi rilevamenti topografici del settore terminale del ghiacciaio e del materiale raccolto in occasione delle campagne glaciologiche annuali. Queste fonti permettono di delineare con notevole dettaglio le variazioni della lingua glaciale nel corso del ventennio 1981-2002. Il culmine della breve fase di espansione viene raggiunto alla metà degli Anni Ottanta. Nel 1987 inizia una fase di ritiro accentuato che perdura tuttora, con un arretramento complessivo del limite frontale di quasi 600 m. Il ritiro è accompagnato da variazioni dinamiche e morfologiche che costituiscono la risposta alla attuale tendenza climatica di riscaldamento dell'atmosfera. La superficie della lingua valliva attuale si è più che dimezzata rispetto ai primi Anni Ottanta, mentre si è avuta una concomitante diminuzione dello spessore complessivo della colata di circa 50 metri

Parole chiave: *Ghiacciaio dei Forni, variazione climatica, ritiro glaciale, morena a nucleo di ghiaccio (ice-cored moraine)*

This article analyses the quick positive push, followed by a remarkable shrinkage, of the largest valley glacier of the Italian Alps in the second half of the 20th century. The analysis is based on the numerous topographic surveys of the terminal sector of the glacier and materials gathered during the annual glaciological campaigns. These sources allowed a detailed reconstruction of the variations of the tongue during the two decades 1981-2002. The peak of the short expansion was registered in the middle of the 80's; from 1987 onward, a remarkable shrinking phase still underway has produced an overall retreat of the terminus of nearly 600 m. This involution is accompanied by dynamic and morphological variations representing the glacial reaction to the present trend of global warming. The surface area of the present terminus is reduced to less than half its previous, early 80's size while, at the same time, the overall thickness of the ice-flow was reduced by about 50 metres.

Key words: *Forni Glacier, climate change, glaciers shrinkage, ice-cored moraine*

Dans cet étude on analyse la brève progression pendant la seconde moitié du XX siècle du glacier de vallée le plus grand des Alpes Italiennes et le recul qui a suivi cette phase positive. On a utilisé les nombreux relèvements topographiques relatifs à la partie terminale du glacier et les données des campagnes glaciologiques annuelles. Toutes ces données permettent de relever en détail les variations de la coulée pendant la période 1981-2002. Le plein de cette brève phase de progression se vérifie à la moitié des années 80. En 1987 une phase négative a eu son début, phase qui continue jusqu'à nos jours, avec un recul total du front de presque 600 m. Ce recul est caractérisé par des variations dynamiques et morphologiques, qui représentent la réponse au réchauffement actuel de l'atmosphère. La surface actuelle de la coulée dans la vallée est moins que la moitié par rapport aux premières années 80, avec une réduction globale de l'épaisseur de la coulée de 50 m environ.

Mots clés: *Glacier des Forni, variation du climat, recul glaciaire, moraine à noyau de glace (ice-cored moraine)*

Giuseppe Cola

THE TONGUE VARIATIONS OF THE FORNI GLACIER (ORTLES-CEVEDALE, ITALY) IN THE PERIOD 1981-2002

1 - INTRODUCTION

The present quick involution of the glaciers, at times spectacularly affecting most of the cryosphere, has not spared the Forni Glacier, one of the largest unit of the Italian Alps and second only to the Adamello Glacier. Both tourists and experts of the Lombardy mountains, who drive to the "Forni" and then laboriously walk to the Branca Refuge in the summer heat, cannot have missed the retreat of the glacier's tongue over the past years. Being the front very close to the refuge, even the untrained eye can immediately perceive its variations. It should however be remarked that the glacier is also showing other phenomena related to involution, such as the formation of rocky inliers and the partial deglaciation of the numerous ice walls covering the upper sectors. Nevertheless, the Forni Glacier has not basically altered its aspect, thanks to its large size and to the high elevation of the feeding sectors, quite the opposite of the smaller units with feeding basins at lower altitudes such as the Caserer Glacier located on the Trentino side of the Ortles-Cevedale.

This report is based on a topographic survey of the glacier's tongue carried out in September 2002. By plotting this survey over the *Carta Tecnica Regionale* (C.T.R.), based on the 1981-1982 aerophotogrammetry, it is easy to point out the variations of the past 20 years. Moreover, by computing three transversal sections of the glacier's tongue, we were able to analyze the changes of the thickness of its terminal flow.

Photo 1: see page 55

2 - THE SNOOT'S VARIATIONS OF THE FORNI GLACIER

The Forni Glacier (photo 1) is classified as a *valley glacier* with a *confluent* terminus (GALLUCCIO ET AL., 1994); it is the second largest glacier of the Italian Alps (1237 ha versus 1780 ha of the Adamello Glacier); it has one of the longest series of measurements of snout's variations (from 1833 to 2002, though with several interruptions). The annual surveys are, indeed, 54: two are biennial, six are triennial, one covers six years (1898-1904) and one covers seven years (1951-1958). The longest break in the series (eleven years between 1914 and 1925) occurred before the beginning of regular annual surveys by the *Comitato Glaciologico Italiano* (C.G.I.), though this gap was filled by ABBADESSA (1955) by means of cartographic comparisons. The first marks were placed in 1895 by Riva and later used by MARIANI up to 1914. Then DESIO, CHIESA, PAREA, BELLONI and POLLINI carried out measurements. The historical variations of the Forni Glacier match the overall variations of the Alpine glaciers, especially the growth occurred during the Little Ice Age (1350-1890) and the subsequent general retreat which lasted until the end of the 60's. Then, the glaciers on the western sector of the Alps started to show an opposite trend, leading to the slight growth occurred between 1970 and 1990. After 1987, the Forni Glacier underwent a drastic retreat, which moved its front to a position well above that of the 60's (fig. 1).

Fig. 1: see page 56

3 - THE GROWTH PHASE IN THE 70'S AND 80'S AND THE FOLLOWING RETREAT

Analyses of the 20th century weather series from the stations of Sondrio, Bormio and S. Caterina Valfurva, have pointed out that, between the early 50's and the late 80's, average temperatures had decreased by few tenths of a degree centigrade while precipitations slightly increased. Such variations are related to a small growth of the glaciers' snouts in Valfurva, which occurred between the early 70's and the mid 80's (photo 2).

Both the positive trend and the successive withdrawal phase of the Forni Glacier are well documented by snout surveys, a large number of pictures, cartographic and topographic measurements; the morphological variations occurred in the past twenty years are all visible in great details. The available cartographic and topographic sources are represented by the C.T.R. (1981-1982) and by an unpublished survey of the terminal sector of the great central lobe carried out in 1985 by the writer. In addition, in the 90's, two topographic surveys of the terminal sector were carried out by the *Servizio Glaciologico Lombardo* (S.G.L.) in 1995 and by C.G.I. in 1997. In the summer of 1998, C.G.I. carried out the measurement of several points through the use of GPS technology (Global Positioning System) to allow a precise measurement of volume variations. In 2002, the writer repeated the survey of the whole tongue and used a theodolite to allow a valid reference to the C.T.R. cartography. The C.T.R. displays the glacier's situation almost at the peak of the growth phase, showing a full, lance-shaped tongue. The end sector of the common tongue, represented by the ice-flow from the feeding areas below *Cima di Peio* (East) and *Monte S. Matteo* (West), overflowed the rocky step, spreading onto the plain below (photo 3 and 4).

Photo 3 and 4: see page 57; photo 5: see page 58

By analysing the details of the C.T.R. map, one can notice a countersinking running across the ice mass of the pre-snout sector; connected with this depression, the aerial photo (photo 3) showed a disjunction niche

caused by a large ice collapse which affected the whole central sector of the tongue below “*le Guglie*”. The gently-sloping rocky substrate and the plateau below it allowed the collapse to slide downhill while still keeping its mass, just like an iceberg floating on water and moving away from the main glacial body. Frontal measurements confirmed a growth value of 37 m in 1981 followed by a slight shrinkage in 1982-1983 which can be explained by assuming that, after the slide, the terminal sector became separated and, no longer fed from behind, was easily subjected to ablation.

In the aerial photo of 1983, the glacier was again one single unit, indicating that the tongue had advanced and filled the gap. In 1984 the terminus advanced, thus confirming the link-up. The tongue’s end sector was extremely strong, reaching the maximum growth of this short advance phase (photo 5 and 6). In 1985 the snout shrank. In the fall, another collapse affected the tongue’s central sector, as witnessed by the writer: in the last days of September, the central lobe began to advance, slowly at first, gaining 3 m between 29 September and 2 October. Then, accompanied by the significant and continuous collapse of most of the seracs bordering the tongue, the speed considerably increased, making its advance perceptible in a matter of hours. The central lobe gained 23 m in just four days, then began to slow down in the following days. Between the end of September and the end of October, the advance totalled about 45 m; in some areas, the recently deposited moraine, probably dating to the previous year, was overtaken (photo 8 and 9). The new end moraine, formed during this event, is still visible and marks the maximum expansion of the central sector of the glacier during the growth phase of the 80’s. The dotted line on the map (fig. 2) highlight the contour of the snout at the end of this violent phase.

In 1986, frontal measurements registered a 13 m growth. The pictures of those years show a tongue split by many crevasses and ending with huge seracs, which explains why the glacial area in front of the Branca Refuge (photo 7) became known as *le Guglie* (the Spires). The tree-lobe snout, shaped like the foot of a huge eagle grabbing the rocky spur, seems positioned to grab the valley below. In 1987, the tongue started to register a remarkable involution, showing both a retreat and a considerable shrinking: the *Guglie* became strongly flattened and the large, recently formed moraine was abandoned. Snout surveys kept showing a continuous and marked retreat, dozens of metres per year, though with differentiated dynamics for the various terminus sectors. The central lobe, in 1987 still beyond the rocky bar located in front of the Branca Refuge and reaching the lower plateau, registered a strong retreat, leaving behind large chunks of ice. In 1989, after dropping a large block of ice, the front retreated beyond the rocky cliff, nesting in a hollow of the rock (photo 10). In the fall, the central sector of the snout was affected by a new pressure wave, though less remarkable than the previous ones, which produced an advance of more than 5 m during October (photo 11).

The other sectors of the snout underwent a less spectacular, more uniform shrinkage: the western terminus ended in a small, elegant tongue set into a deep valley cut by the run-off waters; though seemingly thin and fragile, this was the snout sector showing the smallest retreat, because of its favourable exposure (NE) and the protection of the floating moraine (photo 12). The eastern lobe gradually thinned; in 1993 it was down to a few metres, covered by drift deposits and connected to the rest of the glacier through an ice bar stuck into a hollow in the rocks (this connection collapsed during the fall, thus abandoning a flake of ice that completely melted during the 1994 summer).

In 1995, when S.G.L. carried out the topographic survey of the front contour, the tongue had almost completely withdrawn to the rocky step, leaving three small lobes at the end of the ice-flows. Again in 1995, between end-September and mid-October, a pressure wave folded the central flow in a very spectacular way. The ice bent as a result of a push from behind while the front ice was firmly attached to the substrate. The snout’s eastern sector registered instead a slight growth. During the following years, the snout will strongly alter its morphology; the 1997 survey, indeed, showed only a lance-shaped and slightly curved lobe on the hydrographical left (photo 13 and fig. 2). During August 1999, a large cave (*calderone del ghiacciaio*) formed near the snout’s margin of the western moraine, through which the powerful glacial stream could be seen. During the year 2000, as a result of a series of collapses, a large block of ice became isolated, causing a withdrawal of 71 m of the left glacial sector (photo 14).

The metamorphosis was now complete; the snout had lost the typical trident shape that characterised it for almost twenty years, becoming lance-shaped and more and more pointed because of the advanced position of the large eastern moraine. In the past two-three years, the tongue behind the rocky bar has become flattened, with a very thin end sector. The glacier’s withdrawal is surprising; up to 10-15 years ago, for instance, the *Guglie* were a training ground for ice climbing while now, exactly in the same place, the exposed, steep rocky substrate is crossed by rock climbing routes. This testifies to the extreme variability of the environment at medium high elevations we all witnessed in the past few years.

Photo 5: see page 60



4 - DYNAMICS AND PLANIMETRIC VARIATIONS OF THE VALLEY TONGUE BETWEEN 1981 AND 2002

Fig. 2 points out the shrinkage underwent by the tongue since 1985. Apart from the remarkable snout's retreat, a side shrinkage also occurred and this non-symmetric shrinkage is mostly visible on the hydrographical right side. Two factors can explain this fact: the first one is orographic, i.e. the SSE exposure of the right border certainly intensifies the effects of ablation; the second one is structural, i.e. the dip of the substrate varies from a gentle tilt along the hydrographical right margin to a steep, sometimes nearly vertical position on the opposite side. Analysing the transversal sections (fig. 3), one can notice that the altimetric variations of the glacial surface are fairly uniform in the A-B transversal section, which crosses the ice flow in the upper portion of the tongue, while in the C-D and E-F sections, which show, respectively, the intermediate and the terminal part of tongue, the loss of thickness of the lateral sectors is more evident. This is probably the result of the course of the ice-stream which, in its final run, stretches out and causes a fanwise enlargement of the push moraines, thus distributing the superficial debris over a very large area. The central sector therefore becomes more elevated because of the differential ablation induced by the effective protection of the supraglacial till. Another factor should also be taken into consideration, i.e. the presence of large outcrops of phyllites or micaschistose rocks; when exposed to weathering, they oxidize to a typical copper colour which absorbs more radiant energy; the additional heat is almost immediately returned to the ice, thus increasing its ablation.

Photo 6 and 7: see page 61

Photo 8 and 9: see page 62

Photo 10 and 11: see page 63

Photo 12, 13 and 14: see page 64

A further analysis of the cross-sections can explain the variations of the medial moraines. In particular, the eastern moraine (the dotted area at mid-sections) almost doubled its width and tripled its height compared to the surrounding ice in the period between 1981 and 2002. One can also notice the migration of the two floating moraines towards the left border. If we consider that the dark bands of the floating moraines stretching along the glacier tongue are the visible location of the boundaries of the three flows, one can conclude that the western flow contribution to the common tongue is presently more limited than in 1981. The above conclusion reflects the asymmetry of the catchment basins of the Forni Glacier. The western one is characterised by a series of banks tilted to SE and bounded by the steep, sharp rocky crest flanking the wide sub-plateaus located at an elevation slightly above 3000 m. Due to the ever increasing position of the snowline, its accumulation conditions are worsening. The situation of the eastern basin is quite different; it is large, almost flat and entirely located above 3200 m of altitude, surrounded by scanty rocky emergences and dammed by a great drop, overtaken through a series of huge seracs. The central basin has morphological characteristics halfway between the other two. In other words, the glacial sector on the hydrographical left has morphological features forcing it to hold less snow in the summer season, both for the additional ablation and the reduced accumulation due to its lower altitude.

It is reasonable to assume that in the near future, should the present trend of glacial shrinkage persist, the continuous snout's retreat will cause a disjunction of the western flow from the common tongue; the flow will therefore be limited to a short tongue hanging from a rocky step over the outflow sector. Only in the upper sectors it will manage to keep the present connections with the rest of the glacier, in particular through the outflow from the high accumulation basin between the *Monte Giumella* and the *Punta S. Matteo*.

The common valley tongue is also streaked by several floating push moraines of small dimensions which originate from the many rocky outcrops of the three large feeding basins (only the main ones are represented on the map in fig. 2). The eastern flow is streaked by some push moraines emerging at an elevation of 2740 m approx., at the base of the huge seracs. The debris of the push moraines closer to the right lateral tongue originate from the large rocky outcrop near the forepeak of *Monte Vioz* while the debris of the push moraines flanking the side of the large medial moraine originate from the eastern shoulder of *Cima Taviela*. The central flow is covered by a thin supraglacial till fetched by the glacier from the base of the various outcrops that show up along the ice ridge leading to *Monte Giumella*. The stretches of debris running along the left margin of the western flow, which begin to emerge at an altitude of 2850 m approx., are fed by the numerous, sub-vertical rocky spurs breaking the continuity of the ice mass near the crest from *Cima Dosegù* up to *Punta S. Matteo* (photo 15). Once acquainted with this information, one can undoubtedly see that the accumulation sectors of the Forni Glacier presently contributing to the feeding of the valley tongue are, almost exclusively, the eastern basin and, to some extent, the large accumulation field stretching from *Monte Giumella* to the north side of *Punta S. Matteo*.



The dotted area of fig. 2, enclosed by a broken line at the right border, represents an *ice-cored moraine* protected by a cover of debris, whose thickness is increasing toward the glacier's border. During the ablation season the following phenomenon could be observed: the melting of the ice core occurring in the warmest hours of the day caused the imbibitions of the debris cover and its gravity sliding. The result of this debris/mud-flow was the presence of many disjunction niches with more or less visible ice in the upper sector and of debris lobes that were often coalescent and stretched on the glacial surface.

Fig. 2: see page 66; fig. 3: see page 67

Photo 15 and fig 4: see page 68

Structurally, the moraine appeared to be formed mainly by sand with some clasts of centimetric size. The fine part was supporting pebbles of dimensions ranging from one and some decimetres; their quantity is so large that they constitute a well visible cover of the moraine. Here and there, one can also see some metric-size rocks (photo 16).

The graph of fig. 4 shows the variations of the tongue area since 1929. With regards to the more recent period, the area's variations have been particularly significant from 1998: in just four years the surface was reduced by one third while the front experienced only a modest retreat. This apparent contradiction comes from the fact that in the past few years the snout, after moving up above the rocky step, has certainly reached a more favourable morphological position though undergoing a particularly strong shrinkage along its lateral borders because of their reduced thickness.

5 - CONCLUSIONS

As the glacial-system tends to follow and enhance small weather-climate variations, the glaciers play the role of prominent climate indicators. In the second half of the 20th century the Forni Valley, like many other alpine and extra-alpine valleys, has witnessed an extraordinary event which, despite its small extent when compared to previous growths, has become nevertheless very significant from the scientific point of view. For the first time, contemporary researchers have witnessed the appearance of symptoms pointing to a reversal of the on-going retreat, have followed the development of the glacier's growth, have seen the strengthening of the snouts and their advance into ice-free areas. All of this made them talk of a return to cooler periods; but soon afterwards the warm and dry summer seasons restarted, the snouts reversed their trend once more and a general, even more worrying shrinkage followed. The overall climatic trends, characterised by a global warming, were therefore confirmed.

Photo 16: see page 69

Apart from these climate aspects, new and unexpected problems are arising. As far as the Forni Glacier is concerned, the present phase of fast shrinkage is destabilising the whole periglacial area, no longer supported by the glacial mass. The development of landslides and the ever more evident collapses of rocky sectors, involving not only the morainal deposits formed during the short growth of the second half of the 20th century but also the great 19th century moraines, are the indicators of a continuous geomorphologic activity, triggered off and maintained by the continuous mass variations of the glacier. These processes, in case of extreme weather events, clog the rills and the canalized waters with large amounts of loose material, thus initiating possible developments of mass transport phenomena like mudflows and debris flows. This is also impacting the use of the glacier for tourism purposes; the paths leading to the renowned alpine routes of the upper Forni valley often need to be diverted, when they run too close to the glacier, as they become difficult and dangerous.

During the complex and rapid climate changes we are now experiencing, the researchers and the high-mountain enthusiasts have to deal with new issues, in some instances involving the *Protezione Civile* (Civil Defence) as recently happened for the *Lago Effimero* (Short-lived Lake) of the Belvedere Glacier in the Anzasca Valley. The media coverage of these events have helped to stir an unusual interest on glacial dynamics among the general public.

Credits

The author would like to express his gratitude to Luca Bonardi and Antonio Galluccio for reviewing the article, which has considerably improved thanks to their assistance.

REFERENCES and ABSTRACT (see page 70)

Paola Valagussa ¹

L'EVOLUZIONE DEL GHIACCIAIO DEL MORTERATSCH DALLA FINE DELLA PICCOLA ETÀ GLACIALE A OGGI (GRUPPO DEL BERNINA, SVIZZERA)

1 - INTRODUZIONE GEOGRAFICA E CLIMATICA DELL'AREA

Il Ghiacciaio del Morteratsch è situato in territorio elvetico, lungo il versante Nord del Gruppo del Bernina, di cui costituisce senza dubbio il ghiacciaio più famoso oltreché il più grande: la sua superficie supera oggi i 16 km² e l'intero bacino ha una larghezza massima di ben 6 km.

Il ghiacciaio può essere classificato di tipo *vallivo* e forma *a bacini composti*. La quota massima è a 4020 m di altezza e la minima supera di poco i 2000 m. La sua lingua rettilinea è alimentata dalle numerose colate laterali che scendono dai fianchi dei Piz Bernina, Piz Argent e Zupò e dalla dorsale del Monte Bellavista. Nel suo terzo inferiore riceve il contributo della Vadret Pers che, originatasi dai pendii settentrionali del Palù, piega verso Ovest, immettendosi nella Vadret da Morteratsch con una imponente gradinata di seracchi. Le due colate concorrono a formare un'unica lingua, la cui fronte presenta una notevole "bocca". La fama del ghiacciaio risale al Settecento e deriva, insieme all'imponenza e alla maestosità che lo caratterizzavano, da una collocazione capace di renderlo facilmente accessibile ai molti viaggiatori che transitavano dal Passo del Bernina: con la sua fronte esso giungeva infatti ai margini dell'antica strada carrozzabile. Nonostante la perdita di parte di quelle caratteristiche che lo resero così famoso, è ancor oggi meta di visitatori provenienti da ogni parte del mondo.



Fig. 1: il Ghiacciaio del Morteratsch in una stampa del 1856. (Archivio della Biblioteca Storica di St. Moritz).

Fig. 1: the Morteratsch Glacier in a print of 1856. (Archive of the Historical Library of St. Moritz).

¹ questo articolo costituisce un estratto del lavoro di tesi svolto dall'autrice presso l'Istituto di Geografia Umana dell'Università degli Studi di Milano con la collaborazione del Dipartimento di Scienze della Terra del medesimo ateneo.

Lo studio dell'evoluzione del Ghiacciaio del Morteratsch non può prescindere dall'analisi delle condizioni climatiche dell'area geografica in cui è situato. I dati proposti sono relativi al solo XX secolo, in quanto le rilevazioni riguardanti il periodo precedente non possono essere considerate attendibili a causa delle modalità poco scientifiche con cui sono state raccolte. L'analisi climatologica inerente il regime delle temperature e delle precipitazioni risulta utile ai fini dell'individuazione delle diverse fasi di accumulo e di ablazione, e dei loro precisi ancorché variabili limiti temporali. Sono stati analizzati i dati della stazione meteorologica di Samaden (1722 m s.l.m.), sita 10 km circa a NW della fronte del ghiacciaio. Dallo studio emerge come la distribuzione delle precipitazioni favorisca la stagione estiva (33 % del totale annuo) e quella autunnale (30 %), arrestandosi il contributo della primavera al 20 % e quello dell'inverno al 17%.

Più in dettaglio, le precipitazioni si concentrano maggiormente in agosto e, a seguire, nei mesi di luglio, giugno e settembre. Precipitazioni abbondanti e importanti, poiché per lo più nevose a tutte le quote del ghiacciaio, si rilevano durante la primavera e nei mesi di ottobre e novembre. Il periodo più secco è invece quello che va da gennaio a marzo. Il regime termico non mostra particolari scostamenti rispetto al generale modello alpino; i più freddi risultano i mesi di gennaio (-12,2 °C), febbraio (-11,1 °C) e dicembre (-10,1 °C), mentre i valori medi più elevati si riscontrano in luglio (13,3 °C), agosto (13 °C) e giugno (10,9 °C).

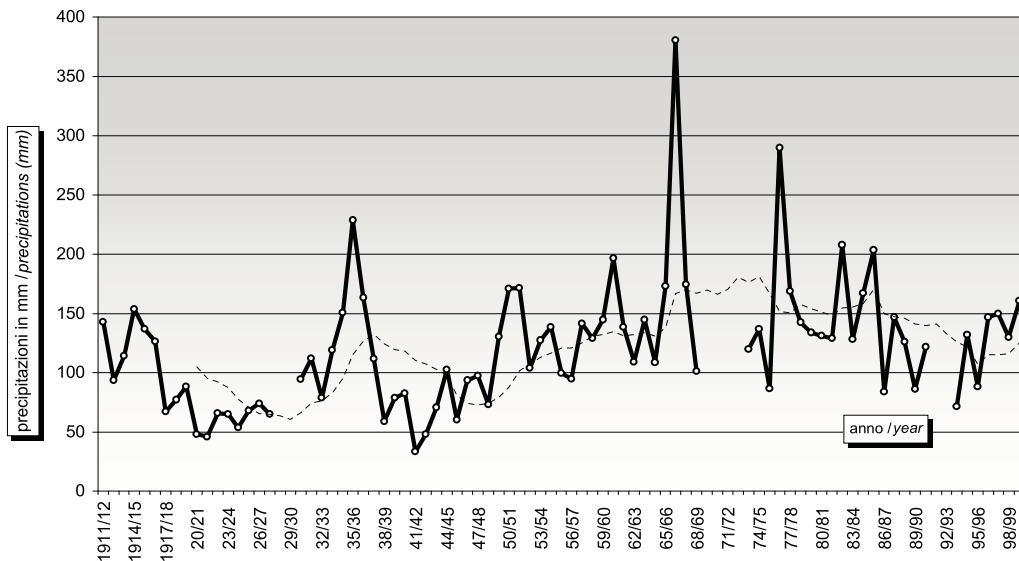
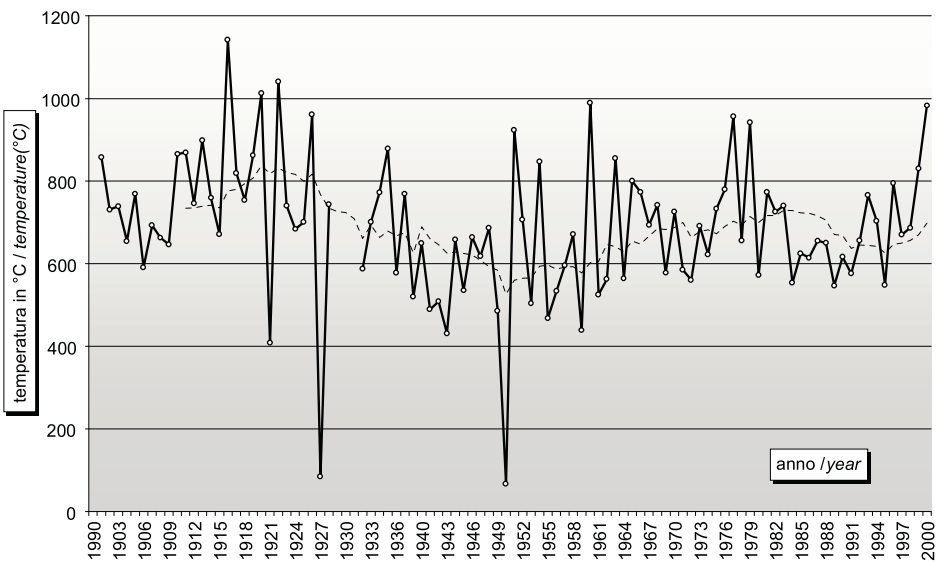
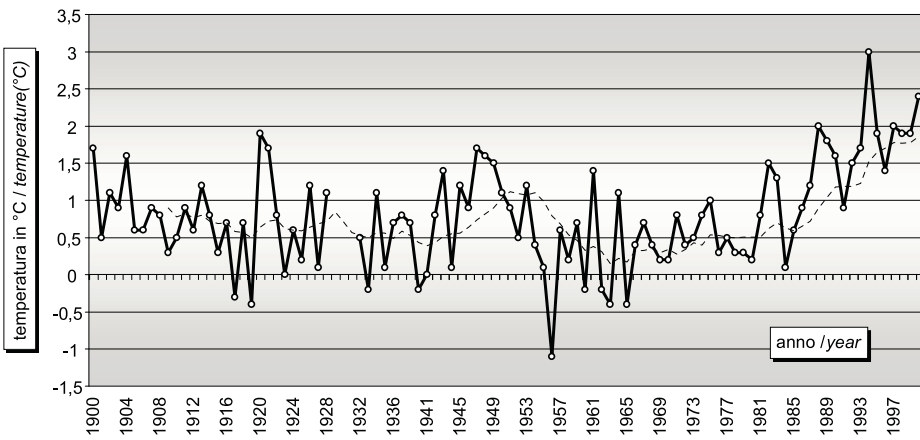
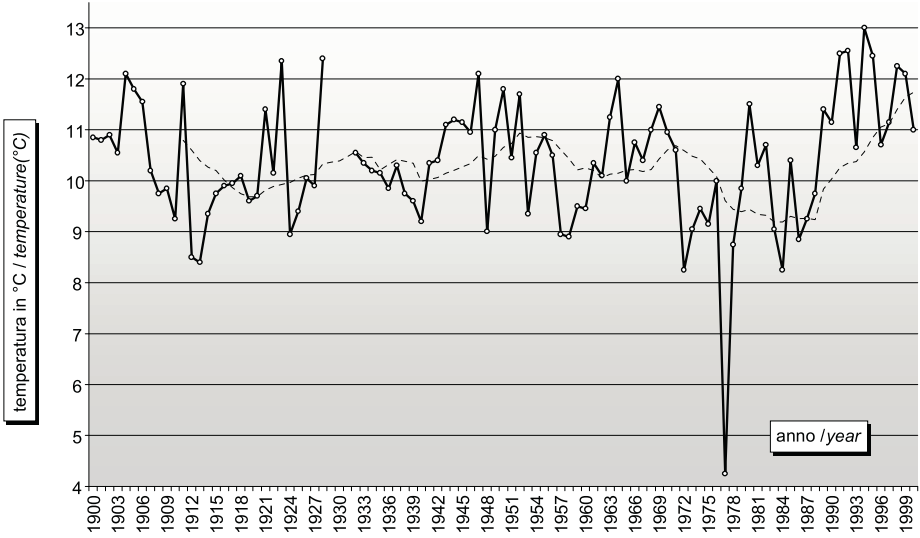


Fig. 2, 3, 4 e 5: dati della stazione meteorologica di Samaden (1722 m s.l.m.) relativi al XX secolo. 1 - precipitazioni nel periodo di accumulo dei ghiacciai (settembre-maggio; periodo 1911-2000); 2 - temperature medie del periodo dell'ablazione conclamata (luglio-agosto); 3 - temperatura media annua; 4 - precipitazioni su base annua. In tratteggio le medie mobili.

Fig. 2, 3, 4 and 5: data from the Samaden weather station (1722 m a.s.l.) collected in the 20th century. 1: precipitation in the glaciers' accumulation period (September-May; period 1911-00); 2: average temperatures in the ablation season (July-August); 3: annual average temperature; 4: precipitation on an annual basis. The broken line indicates the mobile average value.

2 - L'EVOLUZIONE DEL GHIACCIAIO DEL MORTERATSCH E L'ANDAMENTO CLIMATICO DEL XX SECOLO

La più antica testimonianza iconografica a noi nota riguardante il Ghiacciaio del Morteratsch è costituita da una stampa del 1742 custodita presso l'archivio della Biblioteca Storica di St. Moritz (fig. 2). A metà del Settecento il ghiacciaio appariva come un'immensa fiumana che arrivava a lambire la strada. In questa fase i ghiacciai del Bernina erano molto vicini alle posizioni di massima avanzata storica, probabilmente raggiunte dal nostro a metà Ottocento, quando si formarono le imponenti morene laterali della Piccola Età Glaciale.



Sul finire del XVIII secolo, Gottlieb Sigmund Gruner (in *Il Passo del Bernina*, ed. 1994) così descriveva l'area glaciale del Bernina: “*Arrivando al paese di Pontresina si vedono tra le rocce gli ammassi di ghiaccio blu. Da questo paese si raggiunge Poschiavo attraverso il passo del Bernina percorrendo un cammino circondato da nevi e ghiacci. Il passaggio è pericoloso in primavera, autunno e inverno. [...] Si ha la sensazione che questa regione selvaggia, alla quale pochi si avvicinano, racchiuda montagne di ghiaccio vivo*”.



Fig. 6: Ghiacciaio del Morteratsch: stampa del 1742 custodita presso l'archivio della Biblioteca Storica di St. Moritz. E' la più antica testimonianza iconografica del ghiacciaio.

Fig. 6: the Morteratsch Glacier: 1742 print from the archives of the Historical Library of St. Moritz. It is the oldest iconographic evidence of the glacier.

Le parole di Gruner permettono in qualche modo di rivivere le sensazioni offerte dall'ambito glaciale del Bernina al viandante che transitava da Pontresina all'Ospizio del valico. La strada carrozzabile che collegava Pontresina al Passo fungeva da punto di riferimento per valutare visivamente i movimenti della lingua del ghiacciaio mentre, dopo la sua costruzione (1910), tale funzione è stata svolta dalla ferrovia. A metà Ottocento le imponenti dimensioni del Ghiacciaio del Morteratsch alimentarono il fiorire di miti e leggende, destinati ad aumentare il terrore che il ghiacciaio già incuteva nella popolazione. Due stereoscopie, relative a questo periodo, ben illustrano la situazione del 1850. Anche se è impossibile ricreare altrimenti la suggestione della stereoscopia che, mediante l'effetto tridimensionale, in questo caso permette a chi la guardi un vero e proprio salto nel passato, tali immagini documentano come proprio in questa fase l'apparato raggiunse la sua massima estensione storica recente. Senza queste testimonianze (foto 1 bis; nella foto 1 è riprodotta una stereoscopia della contigua Vadret da Tschierva), rimarrebbe la sola osservazione delle morene laterali a consentirci di immaginare la potenza della lingua di allora. Attorno alla metà dell'Ottocento, dunque, le due colate confluenti della Vadret da Morteratsch e della Vadret da Pers risultavano ben distinte e le morene laterali costituivano veri e propri argini ricolmi fino al bordo estremo.

Foto 1: stereoscopia della lingua valliva del Vadret da Tschierva (1850): una delle prime fotografie glaciali mai realizzate.

Photo 1: stereoscopy of the valley tongue of the Vadret da Tschierva (1850): one of the first pictures of glaciers ever taken.



Le informazioni a nostra disposizione per l'analisi dell'evoluzione del ghiacciaio divengono sistematiche a partire dalla fine del XIX secolo. Per il periodo dal 1878 a oggi, inoltre, è possibile usufruire dei dati relativi alle variazioni del margine frontale (fig. 7). Possiamo notare come, sotto questo aspetto, le annate positive si contino, letteralmente, sulle dita di una mano. Il primo ventennio di questo periodo, dal 1878 al 1898, ha rappresentato una fase fortemente negativa per il ghiacciaio, con un arretramento complessivo di ben 312 m, corrispondenti a una media annua di 14,9 m. Non disponiamo per questi, nè per gli anni precedenti, dei dati meteorologici relativi a temperature e precipitazioni; tuttavia, l'arretramento è probabilmente da imputarsi al noto rialzo delle temperature che caratterizzò il periodo immediatamente successivo la Piccola Età Glaciale.

Foto 1 bis: stereoscopia della lingua del Ghiacciaio del Morteratsch, coeva della precedente (1850). In questa rara immagine il ghiacciaio appare con quelle che sono probabilmente le sue massime dimensioni negli ultimi 5 secoli. La lingua sormonta le morene laterali e occupa per intero la valle.

Photo 1 bis: tongue's stereoscopy of the Morteratsch Glacier, contemporary with the previous one (1850). This rare image probably shows the glacier at its maximum expansion of the past 5 centuries. The tongue overflows the lateral moraines and completely fills the valley.



Tra il 1899 e il 1907 il ritiro lineare del ghiacciaio tende ad attenuarsi e, addirittura, in due circostanze il ghiacciaio non conosce arretramenti frontali: nel 1899, con una avanzata di 2 m, e nel 1905, con una perfetta stazionarietà (foto 2). Nel periodo in questione, in ogni caso, il ritiro medio annuo è pari a 4,7 m, corrispondenti a un regresso lineare complessivo di 42 m. La contrazione di questa e delle fasi precedenti non risulta ovviamente limitata al solo ambito frontale: il confronto tra le immagini di metà Ottocento, di fine secolo e del 1910, riferite a punti di ripresa diversi, ben evidenzia l'entità delle variazioni intervenute anche nei campi mediani e alti, dove, alla consistente perdita di spessore si accompagna la contemporanea e progressiva emersione delle finestre rocciose che, in più punti, interrompono l'omogeneità della massa ghiacciata.

Il periodo che segue, dal 1908 al 1937, vede il proseguimento delle tendenze in corso ormai da mezzo secolo. La costante involuzione si traduce in una perdita lineare media di 10,1 m all'anno, per un totale di 303 m. A tale risultato concorrono in particolare le annate del 1909 e del 1911, durante le quali si ebbe a misurare un arretramento complessivo di ben 50 m. Di norma, però, l'arretramento annuo è compreso tra i 5 e i 15 m, come durante tutto il periodo 1916-1937. In questo periodo è la morfologia del settore frontale a subire le modificazioni più rilevanti. Attorno al 1910 il ghiacciaio presentava, oltre alla bocca sulla fronte, attraverso la quale fuoriuscivano le acque di fusione, una seconda apertura: si trattava di una cavità che, modellata artificialmente, permetteva l'accesso a un vero e proprio tunnel sottoghiaccio. A conferma dell'antica vocazione turistica del ghiacciaio, le immagini dell'epoca mostrano chiaramente l'esistenza di un sentiero di accesso alla fronte glaciale (foto 4).

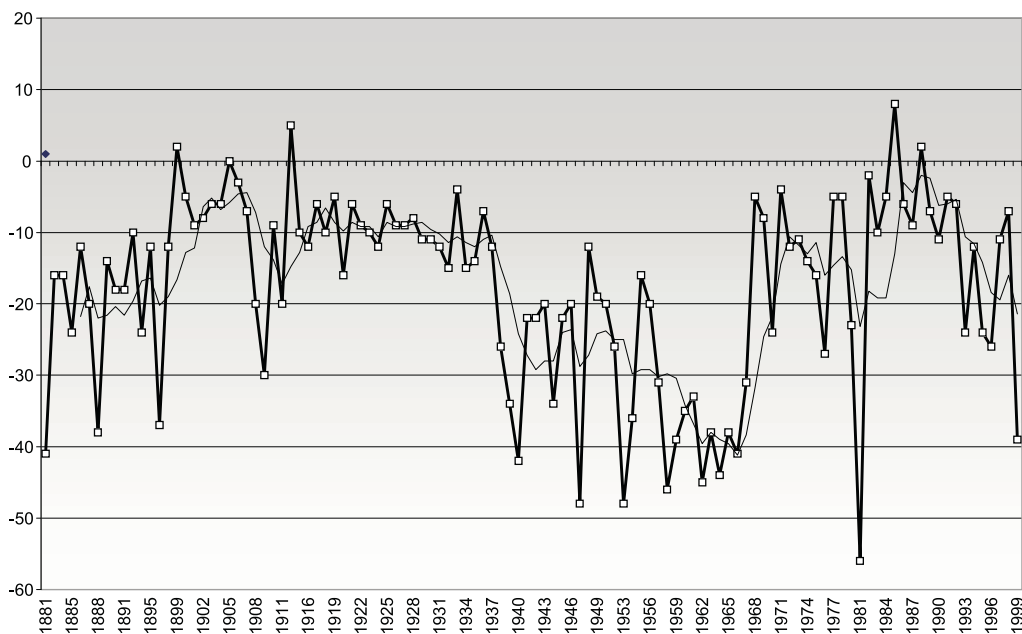


Fig. 7: variazioni lineari (in metri) del Ghiacciaio del Morteratsch tra il 1881 e il 1999 (con media mobile di ordine 5).

Fig. 7: linear variations (meters) of Morteratsch Glacier between 1881 and 1999 (with mobile average of class 5).

Tra il 1910 e il 1920, si verifica un'importante contrazione rispetto al margine morenico laterale sinistro. Più in generale, è la lingua nel suo insieme a subire una notevole riduzione di spessore, processo questo che proseguirà anche nei dieci anni successivi, durante i quali si osserverà un'accentuazione della copertura detritica in origine dalla morena mediana, come pure una tendenza all'affievolimento dell'area seraccata. Le immagini relative a tale fase ci consegnano comunque, e ovviamente, una situazione generale del ghiacciaio nettamente migliore dell'attuale, sia per quanto concerne l'ampiezza del bacino di accumulo sia in relazione all'estensione della lingua.

Una notevole accentuazione della fase di crisi si verifica nel corso del trentennio 1938-1967, durante il quale si misura un regresso frontale complessivo di ben 908 m, con un ritmo di ritiro medio, su base annua, di 30,3 m. In almeno sei circostanze, il valore di contrazione misurato supera i 40 m. Inoltre, soprattutto a partire dagli Anni Cinquanta (foto 9) il processo di distacco della lingua dalla morena laterale sinistra subisce un'evidente accelerazione. D'altro canto, lo stesso argine morenico sinistro, dapprima rigonfio, in seguito alla fusione del suo nucleo di ghiaccio tende progressivamente a "spalmarsi", assumendo la forma di vasto e non strutturato deposito di detriti di varia dimensione. Medesima evoluzione subisce la morena laterale destra. Nello stesso periodo, la seraccata della Vadret da Pers mostra una notevole perdita di potenza, in ragione della scarsità degli accumuli e della conseguente perdita di superficie e spessore del soprastante bacino collettore. Anche questa fase di contrazione si accompagna all'emersione di segmenti rocciosi alla base delle pareti e all'espansione delle finestre rocciose presenti.

Con il finire degli Anni Sessanta (foto 10), si osserva un notevole rallentamento del fenomeno di ritiro frontale: la perdita complessiva di 131 m nel decennio compreso fra il 1968 e il 1978, equivale ad un arretramento medio annuo di 11,9 m. Nonostante il progressivo abbandono delle morene laterali, la seraccata della Vadret da Pers in questa fase mantiene uno spessore ragguardevole, a riprova di un flusso di alimentazione ancora piuttosto intenso. Si consideri anche che il picco negativo di 79 m di arretramento in tre anni (26,3 m in media all'anno), fra il 1979 e il 1981, appare sicuramente attribuibile a fattori di carattere morfologico. In questa fase, infatti, la sezione più avanzata della lingua, oggetto di misura, non risulta più alimentata dal flusso glaciale e destinata quindi, come in effetti accadde, a rapida scomparsa.

Nemmeno negli anni successivi, peraltro, la fronte del ghiacciaio fa registrare sensibili risposte a quel periodo di raffreddamento che, un po' ovunque sulle Alpi, determinò una generalizzata, seppure non necessariamente concomitante, avanzata delle fronti. Tra il 1982 e il 1992, infatti, valori positivi si registrano esclusivamente nel 1985 e nel 1988 con avanzate rispettivamente di 8 e 2 m. E' vero tuttavia che, anche escludendo queste due annate, la media di arretramento relativa a questa fase risulta molto bassa: 4,6 m annui (51 m in totale). Nonostante tale regresso, comunque, la lingua appare inspessita lungo tutta la sua estensione mentre la fronte presenta una copertura detritica meno estesa.

periodo / period	variazione lineare in m / linear variation (m)	n. anni / nr. years	media annua / annual average
1878-1898	- 312	21	- 14,9
1899-1907	- 42	9	- 4,7
1908-1937	- 303	30	- 10,1
1938-1967	- 908	30	- 30,3
1968-1978	- 131	11	- 11,9
1979-1981	- 79	3	- 26,3
1982-1992	- 51	11	- 4,6
1993-1999	- 143	7	- 20,4
totali / totals	- 1969	122	- 16,1

Tab. 1: variazioni lineari annuali, per fasi dinamiche, della fronte del Ghiacciaio del Morteratsch nel periodo 1878-1999.

Tab. 1: annual linear variations, based upon the various dynamic phases, of the Morteratsch Glacier's snout in the 1878-1999.

Nel corso dell'ultimo decennio, in particolare tra il 1993 e il 1999 (foto 11, 12, 13 e 14), il ritiro della fronte del Ghiacciaio del Morteratsch riprende con ritmi intensi; in questi sette anni, l'arretramento medio si porta di nuovo oltre i 20 m annui (20,4 m), con una perdita complessiva di 143 m. Tale congiuntura è certamente, almeno in parte, ascrivibile all'incremento delle temperature del periodo di ablazione; queste, infatti, nella fase 1984-2000 hanno fatto registrare un innalzamento

medio, rispetto all'intero XX secolo, di oltre mezzo grado centigrado (tab. 2). Se in passato la presenza di stagioni di ablazione particolarmente calde risultava sporadica, seppure con fasi di più elevata frequenza come quella a cavallo tra gli Anni Quaranta e Cinquanta, in tempi più recenti tale evenienza è divenuta una vera e propria costante.

È importante sottolineare come, a partire dagli Anni Ottanta, si sia verificato anche un aumento delle temperature medie durante le stagioni di transizione, autunno e primavera. Questo dato appare decisamente negativo per la conservazione del glacialismo poiché all'innalzamento delle temperature primaverili consegue un'anticipazione del periodo di ablazione mentre quello delle temperature autunnali tende a prolungare la stagione di ablazione e, contemporaneamente, a posticipare la stagione di accumulo. Nel contempo, tale fatto dispone l'abbreviamento anche del periodo a disposizione della neve fresca per la sua trasformazione verso stadi di maggiore densità e, quindi, di resistenza.

periodo / period	temperatura media annua / annual average temperature	temperatura media periodo di ablazione / average temperature: ablation period	temperatura media periodo di accumulo / average temperature: accumulation period
media XX secolo / average 20 th century	0,75	10,46	- 2,11
media 1984-2000 / average 1984-2000	1,57	11,02	- 1,54
variazione / variation	+ 0,82	+ 0,56	+ 0,57

Tab. 2: confronto tra le medie termiche relative al periodo 1984-2000 e i rispettivi valori di riferimento del XX secolo.

Tab. 2: comparison between the average temperatures of the period 1984-2000 and the mean overall values for the 20th century.

All'osservazione dell'estate 2000, il ghiacciaio presenta un aspetto sconcertante: in particolare, notevoli sono le variazioni morfologiche che interessano il settore frontale, dove l'appiattimento risulta sempre più marcato, la copertura detritica è in progressivo incremento ed estese porzioni di ghiaccio morto si sono staccate dalla lingua, occupando parte dell'area proglaciale.

3 - CONCLUSIONI

L'analisi del materiale iconografico e cartografico reperito nel corso della ricerca ha permesso di ricostruire, nelle loro linee essenziali, i caratteri evolutivi del Ghiacciaio di Morteratsch dalla fine della Piccola Età Glaciale a oggi, che, seppure in modo non sempre evidente, risultano collegati all'andamento delle temperature durante tutto il corso del Novecento.

Per quanto concerne l'area del Ghiacciaio del Morteratsch, non è rilevabile, almeno nel periodo 1911-1999, alcuna chiara diminuzione tendenziale delle precipitazioni invernali, tale almeno da giustificare la descritta fase centenaria di costante ritiro. Di conseguenza, essa appare principalmente imputabile al fattore termico: significativa, ancorché discontinua, risulta infatti la tendenza all'innalzamento della temperatura media del periodo di ablazione. Oltre all'incremento delle medie e dell'isoterma durante tali mesi, si è anche verificato un aumento delle temperature nelle stagioni intermedie, che ha avuto come conseguenza l'estensione del periodo di ablazione. Durante la stagione calda, lo zero termico si situa sempre più di frequente a quote molto vicine (o anche superiori) ai 4000 m. La connessa mancanza del fenomeno delle gelate notturne costituisce una delle cause contingenti più negative per il bilancio glaciale.

Tali concomitanze negative mostrano caratteri di maggiore intensità nel decennio 1990-2000, durante il quale il ghiacciaio ha perduto consistenti settori areali e ha subito un'importante riduzione di spessore a tutte le quote.



Foto 4: la fronte del ghiacciaio in un'immagine del 1910. Si notano le due bocche glaciali: quella a destra (sinistra idrografica) è artificiale e attesta del forte richiamo turistico che il ghiacciaio, così facilmente accessibile, ha suscitato per l'intero XX secolo. (archivio privato G. Ragaz).

Photo 4: the snout of the glacier in a 1910 view. There are two glacial caves: the right one (hydrographic left) is man-made and proves the strong tourist attraction that such easily accessible glacier has aroused for the whole 20th century. (G. Ragaz, private collection).



Foto 5: panorama del ghiacciaio nel 1920. (archivio privato G. Ragaz).

Photo 5: panoramic view of the glacier in 1920. (G. Ragaz, private collection).

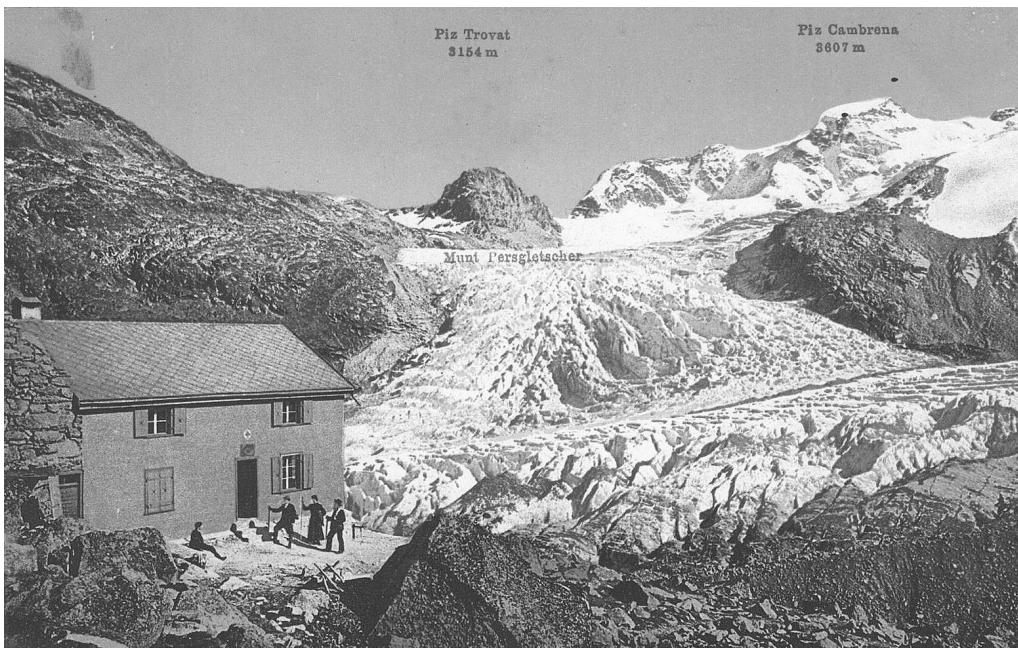


Foto 6 e 7: la Vadret da Pers confluisce nella lingua valliva del Ghiacciaio di Morteratsch nel suo settore mediano, prendendo origine dai pendii ghiacciati del versante NW dei Pizzi Palù. In alto la situazione della colata nel 1910, in basso nel 1930. Come si può notare, nel ventennio intercorso non sono avvenute variazioni significative. (archivio privato G. Ragaz).

Photos 6 and 7: the Vadret da Pers joins the valley tongue of the Morteratsch Glacier in its mid-section, coming from the glacial area located NW of Piz Palù. Above is a 1910 view of the ice flow, below a 1930 one. Though the pictures are spaced 20 years apart, no significant changes have taken place. (G. Ragaz, private collection).





Foto 8: splendida immagine realizzata nel 1935 dall'Ufficio Cartografico Svizzero. La fotografia fa parte di una serie utile alla redazione della cartografia ufficiale elvetica.

Photo 8: a very nice picture taken in 1935 by the Swiss Cartographic Bureau. The photo is one of a series of pictures used as a reference for the drawing of the Swiss Official Maps.



Foto 9: Anni Cinquanta del XX secolo: la lingua valliva del Ghiacciaio di Morteratsch e il suo enorme bacino di accumulo, compreso tra i Pizzi Palù, i Monti Bellavista e Zupò e il Piz Bernina (da sinistra a destra). (archivio privato G. Ragaz).

Photo 9: approx. 1950; the valley tongue of the Morteratsch Glacier and its huge accumulation basin; from left to right: Piz Palù, Monte Bellavista, Zupò and Piz Bernina. (G. Ragaz, private collection).



Foto 10: Anni Sessanta: la lingua valliva del ghiacciaio del Morteratsch. Si nota il poderoso edificio morenico della Piccola Età Glaciale. Evidente il ritiro verificatosi nei primi 6 decenni del XX secolo (confronta con le foto 2 e 3). (Archivio della Biblioteca Storica di St. Moritz, Raccolta Steiner).

Photo 10: approx. 1960; the valley tongue of the Morteratsch Glacier; the huge moraines of the Little Ice Age are very pronounced. Quite noticeable is also the retreat occurred in the first 6 decades of the 20th century (compare with photos 2 and 3). (Archives of the St. Moritz Historical Library, Steiner Collection).



*Foto 11:
il ghiacciaio
nel 1990.*

*Photo 11:
the glacier
in 1990.*



*Foto 12: la fronte nel 1990. In questi anni inizia la fase di regresso più marcata da quando il ghiacciaio è oggetto di studio.
Photo 12: the snout in 1990. The glacier is about to undergo its most significant retreat since the beginning of the investigations.*



*Foto 13: la lingua glaciale è oggi contenuta all'interno di alte morene laterali che la vegetazione arborea ha colonizzato da decenni.
Si confronti questa immagine con quelle di inizio secolo (foto 2, 3 e 4). (G. Catasta, 14.06.1994).
Photo 13: the glacial tongue is now deeply set between the huge lateral moraines, where vegetation has been sprouting for the past few dozen years. Compare this picture against those taken at the beginning of the 20th century (photos 2, 3, 4). (14.06.1994).*



Foto 14: spettacolare panoramica del ghiacciaio, ripresa dal versante Sud del Munt Pers (q. 3090 m). In primo piano si nota la Vadret da Pers che confluisce nella lingua valliva compiendo un repentino cambio di direzione. Sullo sfondo, al centro il Piz Bernina (4049 m) e la Biancogrät (a destra). (G. Catasta, 29.07.1993).

Photo 14: scenic panoramic view of the glacier, taken from the South side of Munt Pers (elevation 3090 m). In the foreground, the Vadret da Pers joins the valley tongue after a sudden change of direction. In the background, Piz Bernina (center, 4049 m) and Biancogrät (right). (G. Catasta, 29 July 1993).

BIBLIOGRAFIA E FONTI ARCHIVISTICHE

ARCHIVIO ISTITUTO GEOGRAFICO DELL'UNIVERSITA' DI ZURIGO
 ARCHIVIO ACCADEMIA ENGIADINA
 ARCHIVIO STAZIONE METEOROLOGICA DI SAMADEN.
 ARCHIVIO STEINER, ST. MORITZ.
 ARCHIVIO BIBLIOTECA STORICA DI ST. MORITZ.
 ARCHIVIO G. RAGAZ, COIRA.
 ARCHIVIO UFFICIO TOPOGRAFICO FEDERALE ELVETICO, BERNA.

GLACIOLOGICAL COMMISSION OF THE SWISS ACCADEMY - *The Swiss Glaciers, Glaciological Report*, Ebnoether Druck AG, varie annate.

MAISCH M. (1992) - *Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen)*, Physische Geographie, vol. 33, Geogr. Institut der Univ. Zürich.

MAISCH M. (1997) - *Glacier retreat following the end of the Little Ice Age in the Grisons (Eastern Swiss Alps)*, in Frenzel B. et al. (a cura di), *Glacier fluctuations during the Holocene. Special Issue: ESF Project "European Paleoclimate and Man"* 16, Akademie der Wissenschaften und Literatur Mainz, vol. 24, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York, pp. 125-140.

CERETTI L. (a cura di) (1997) - *Il Passo del Bernina*, Ferrari Editrice, Clusone (BG).

ABSTRACT

Nel periodo compreso tra il 1878 e il 1999, la lingua valliva del Ghiacciaio del Morteratsch è arretrata di circa 2 km (1969 m), con una media annua di circa 16 m. Il regresso più rapido si è verificato nei periodi 1908-1937, 1979-1981 e 1993-1999. Fasi di attenuazione del ritiro si sono avute nei periodi 1899-1907 e 1982-1992. Dall'analisi dei dati della stazione meteorologica di Samaden, sita a 10 km dalla fronte del ghiacciaio, si può dedurre che la causa di questo andamento sia scarsamente correlata a una riduzione delle precipitazioni della stagione fredda, mentre significativo appare il rapporto con il sicuro incremento delle temperature prodottosi dopo la fine della Piccola Età Glaciale. E' infatti evidente un progressivo riscaldamento: su base annua, relativamente alla primavera e all'autunno e soprattutto al periodo dell'ablazione conclamata. Negli Anni Novanta del XX secolo questi fenomeni termici si sono accentuati.

Parole chiave: *Ghiacciaio del Morteratsch, Massiccio del Bernina, riscaldamento climatico recente*

In the period between 1878 and 1999, the valley tongue of the Morteratsch Glacier withdrew almost 2 km (1969 m), with an average of about 16 m per annum. The main withdrawals occurred in the periods 1908-1937, 1979-1981 and 1993-1999 while slow-down phases were registered in the periods 1899-1907 and 1982-1992. The analysis of data gathered at the Samaden weather station, located 10 km from the glacier's snout, indicates that the cause for such a course is marginally connected to a decrease of precipitations during the cold season, while the correlation with the measured increase of temperature following the end of the Little Ice Age is, on the other hand, relevant. It is indeed clear that, on an annual basis, the spring and autumn and especially the ablation season have all been affected by a gradual warming. In the last decade of the 20th century these thermal trends have worsened.

Key words: *Morteratsch Glacier, Bernina Massif, recent climate warming.*

Pendant la période 1878-1999, la langue de vallée du glacier du Morteratsch a reculé de 2 Km environ, avec une valeur moyenne par an de 16 m environ. Le recul le plus rapide a eu lieu pendant les périodes 1908-1937, 1979-1981 et 1993-1999. Le recul a ralenti pendant les périodes 1899-1907 et 1982-1992. Par rapport aux données de la station météorologique de Samaden, qui se trouve à 10 km du front du glacier, on peut dire que la cause de cette situation n'est pas liée à la réduction des précipitations pendant la saison froide, mais elle est beaucoup plus liée aux hautes températures qu'on a enregistré après la fin de la Petite Ere Glaciale. En effet, on peut observer un progressif réchauffement pendant les printemps et les automnes, et surtout pendant la période d'ablation évidente. Pendant les années 90 du XX siècle, ces phénomènes thermiques ont été plus évidents.

Mots clés : *Glacier du Morteratsch, Massif du Bernina, réchauffement récent du climat*

Paola Valagussa¹

THE EVOLUTION OF THE MORTERATSCH GLACIER FROM THE END OF THE LITTLE ICE AGE TO THE PRESENT DAYS (BERNINA GROUP, SWITZERLAND)

1 - GEOGRAPHIC AND CLIMATIC OVERVIEW OF THE AREA

The Morteratsch Glacier, located in Switzerland along the northern slope of the Bernina Group, is undoubtedly both the most famous and the largest glacier of the Group. Its area exceeds 16 km², with the basin reaching a maximum width of 6 km. It can be classified as a *valley glacier* shaped with *composed basins*. Its maximum elevation reaches 4020 m while the minimum one is slightly above 2000 m. The straight tongue is fed by the numerous lateral ice flows from the slopes of Piz Bernina, Piz Argent and Zupò and from the Monte Bellavista ridge. In its lower third, it is joined by the ice flow of the Vadret da Pers which, coming from the northern slopes of Piz Palù and turning west, flows into the Vadret da Morteratsch with huge seracs steps. The two flows share a common tongue, whose front has a large “*mouth*”. The reputation of the glacier dates back to the 18th century, both because of its impressiveness and majesty and because its position made it easily accessible to those travelling the Bernina Route. Its snout used to reach, indeed, the side of the old carriage road. Despite losing some of the features that made it so famous, the glacier is still attracting visitors from all over the world.

Fig. 1: see page 75

The study of the evolution of the Morteratsch Glacier cannot leave aside the analysis of the climatic conditions of the geographical area where it is set. All data quoted in this paper come from 20th century surveys, as measurements carried out in previous periods cannot be considered reliable because of the unscientific methodology then used. The climatic analysis of temperature and precipitation regimes is useful in the identification of the different accumulation and ablation phases and their precise, though variable, time limits. The data come from the Samaden weather station, located at 1722 m a.s.l. and 10 km NW from the glacier's snout. The study indicates that the distribution of precipitations favours the summer season (33 % of the annual total) and the autumn (30 %), with spring and winter supplying only 20 % and 17 % respectively.

More in detail, precipitations mostly fall in August, followed by July, June and September. Abundant and significant precipitations, mostly in the form of snow at all glacier's elevations, are registered during the spring and in October - November. The driest period is, typically, from January to March. The thermal regime does not show particular deviations when compared to the general alpine pattern; January (- 12,2 °C), February (- 11,1 °C) and December (- 10,1 °C) are the coldest months, while the highest average values are registered in July (13,3 °C), August (13° C) and June (10,9 °C).

Fig. 2, 3, 4 and 5: see page 76 and 77

2 - THE EVOLUTION OF THE MORTERATSCH GLACIER AND THE CLIMATIC COURSE OF THE 20TH CENTURY

The oldest iconographic memory of the Morteratsch Glacier is a 1742 print preserved at the Historical Library of St. Moritz (fig. 2). In the mid-18th century, the glacier appeared as a huge flow almost reaching the road. In this phase, all glaciers of the Bernina Group were about to achieve their maximum historical growth, which Morteratsch probably reached in the middle of the 19th century, when the huge lateral moraines of the Little Ice Age were formed.

Towards the end of the 18th century, Gottlieb Sigmund Gruner (in *The Bernina Pass*, ed. 1994) described the Bernina glacial area as follows: “*Coming from the Pontresina village you can see blocks of blue ice amongst the rocks. From this village you reach Poschiavo through the Bernina Pass walking on a road surrounded by snow and ice. The transit is dangerous in spring, autumn and winter. [...] It feels as this wild region, that few people dare to approach, contains mountains of living ice*”.

Fig. 6: see page 78

Gruner's words make us somehow share the sensations the glacial environment bestowed on those travellers going from Pontresina to the Hospice at the Pass. The carriage road connecting Pontresina with the Pass served as a reference point to visually evaluate the movements of the glacial tongue while, after its

¹ this paper is an excerpt from a thesis prepared by the author at the Institute of Human Geography of the University of Milan, in cooperation with the Earth Sciences Department of the same University.

completion in 1910, this role was taken up by the railway. In the middle of the 19th century the huge size of the Morteratsch Glacier originated many myths and legends, enhancing the terror the glacier already stroke into the people's heart. Two stereoscopies relative to that period well testify the 1850 situation. Even though it is impossible to reproduce otherwise the fascination of the stereoscopy, which in this case gives the opportunity of real jump into the past through its three-dimensional effect, such images show the glacier at the time of its recent historical maximum. Without such visual proof (photo 1 bis; photo 1 shows a stereoscopy of the nearby *Vadret da Tschierva*), the lateral moraines would have remained the only mean to reconstruct the tongue's power at that time. Around the middle of the 19th century, the two confluent tongues of Vadret da Morteratsch and Vadret da Pers were, therefore, well distinct and the lateral moraines were like huge banks filled up to their upper reaches.

Photo 1: see page 79

The availability of information for the analysis of the glacier's evolution became systematic toward the end of the 19th century. Moreover, from 1878 to present days, there are measurements for the terminus linear variations (fig. 7). In this regard, one can see that the positive years can literally be counted on the fingers of one hand. The first twenty years of this period, from 1878 to 1898, represented a very negative phase for the glacier, registering an overall withdrawal of 312 m or 14,9 m per annum. Though no weather data on temperatures and precipitations for this or previous periods are available, the shrinkage was probably caused by the well-known raise in temperature that followed the Little Ice Age.

Photo 1 bis: see page 79

Between 1899 and 1907, the glacier's linear retreat slowed down and, in two occasions, the glacier showed no withdrawal. In 1899, it indeed grew 2 m and in 1905 was perfectly still (photo 2). For the period under examination, the mean annual shrinkage was, however, equal to 4,7 m, which meant an overall linear retreat of 42 m. This withdrawal phase, as the previous ones, was of course not limited to the terminus alone; a comparison between the pictures from mid-19th century, end of 19th century and 1910, though taken from different points, highlights very well the variations occurring also in the central and upper sectors, where a remarkable thickness reduction was accompanied by the gradual emergence of rocky inliers breaking through the ice mass in many areas.

The following period, from 1908 to 1937, continued along the trend already in place for the previous half-century. The permanent involution resulted in an average linear retreat of 10,1 m per annum, for a total of 303 m. This figure was particularly influenced by two years, 1909 and 1911, during which the glacier registered an overall withdrawal of 50 m. However, the annual retreat was generally between 5 and 15 m, as it happened in the 1916-1937 timeframe. In this period the morphology of the snout sector underwent very relevant changes. Apart from the mouth at the front, through which the meltwater flew, around 1910 the glacier had another opening, i.e. a man-made tunnel leading into a true subglacial cave. The old pictures clearly show the access path to the glacier terminus (photo 4), testifying that the glacier has always been a tourist attraction.

Fig. 7: see page 80

Between 1910 and 1920 a remarkable retreat occurred at the lateral moraine's left border. In general, the whole tongue underwent a considerable thickness reduction and this process continued over the following decade, during which the debris cover coming from the medial moraine increased and the seracs area showed a tendency to smooth down. However, the pictures of this period do show us that the glacier's general conditions were definitely better than the present ones, both in terms of size of the accumulation basin and of tongue's extension.

The crisis remarkably worsened during the thirty years from 1938 to 1967; the overall shrinkage was 908 m, i.e. an annual average of 30,3 m. In at least six instances, the measured withdrawal exceeded 40 m. Moreover, particularly since the 50's (photo 9), the disjoining process of the tongue from the left lateral moraine considerably sped up. On the other hand, the left moraine, originally bulging, tended to gradually "spread" itself following the melting of its ice core, thus taking the shape of a wide, non-structured deposit of debris of various dimensions. The right lateral moraine underwent the same evolution. At the same time, the seracs of the Vadret da Pers registered a strong decrease due to poor accumulations and consequent surface and thickness reduction of the catchment basin above. Also this shrinking phase was characterized by the emergence of rocky segments at the bottom of the walls and by the widening of existing rocky inliers.

Towards the end of the 70's (photo 10), the terminus shrinkage considerably slowed down; the overall retreat of 131 m in the decade between 1968 and 1978 meant an average annual withdrawal of 11,9 m. In this phase, despite the gradual disjunction from the lateral moraines, the seracs of the Vadret da Pers maintained a good thickness, a proof that the feeding flow was still rather intense. One should also consider that the most negative value of - 79 m over three years (26,3 m per annum, on average), between 1979 and 1981, was certainly due to morphological factors. In this phase, the surveys were measuring the tongue's most advanced

sector which, no longer fed by the glacial flow, was bound to disappear quickly, as it really happened.

In the following years, the glacier snout did not register an adequate reactions to a cooling period that everywhere else in the Alps promoted a general growth of the fronts, though not always at the same time. Between 1982 and 1992, positive values were, indeed, registered only in 1985 and in 1988, with growth values of respectively 8 and 2 m. It is, however, true that even excluding these two years, the average retreat for this period was very low: 4,6 m per annum (51 m overall). Despite such shrinkage, however, the tongue appeared thicker along the whole course, while the snout showed a reduced debris cover.

Table 1: see page 81

During the past decade, especially between 1993 and 1999 (photo 11, 12, 13 and 14), the snout's shrinkage of the Morteratsch Glacier was once again rather intense; in those seven years, the average withdrawal exceeded 20 m per annum (20,4 m) leading to an overall loss of 143 m. Such situation was certainly, to some extent, a consequence of the increasing temperatures during the ablation seasons. Indeed, between 1984 and 2000, the temperature increased on average by more than half a degree centigrade when compared with the mean value for the whole 20th century (table 2). In the past, the occurrence of particularly warm ablation seasons, though becoming somewhat more frequent between the 40's and the 50's, was occasional; in recent times, this event is no longer an exception.

It is important to underline that, since the 80's, the average temperature has increased during the transition seasons, i.e. autumn and spring. This seems to be extremely negative for the preservation of glacialism because the increase of spring temperatures anticipates the ablation period, while the increase of autumn temperatures tends to prolong the ablation season and, at the same time, delay the accumulation season. Also, the time available to turn fresh snows into denser, thus stronger, strata is reduced.

Table 2: see page 82

During the 2002 summer survey, the glacier had a disheartening look. In particular, the morphological changes of the snout were remarkable, its flattening is becoming more and more pronounced, the debris cover is gradually growing while large blocks of dead ice, disjoined from the tongue, lie in front of the glacial area.

3 - CONCLUSION

The analysis of the iconographic and cartographic materials obtained during the research has allowed a general reconstruction of the evolution of the Morteratsch Glacier from the end of the Little Ice Age until the present time. Though such link may not always be totally correlated, the withdrawal of the glacier seems to be in line with the temperature trends of the 20th century.

A specific analysis for the area of the Morteratsch Glacier shows no clear evidence of a decrease of winter precipitations, at least for the period 1911-1999, which could help to justify the continuous shrinking trend of the last century. As a consequence, the withdrawal would appear more related to the thermal factor; the rising of the average temperature during the ablation period is, indeed, significant, though still discontinuous. Apart from the increase of the mean temperature value and of the isotherm during these months, the temperature is increasing also in the intermediate seasons, thus leading to an extended ablation period. During the summer season, the thermal zero is more and more often positioned at altitudes close to 4000 m (or even higher). The consequent lack of night frosts is one of the most negative factors for the glacier balance.

These negative circumstances had a stronger impact in the decade 1990-2000, during which the glacier consistently reduced its area while undergoing significant thickness reductions at all elevations.

Photo 2 and 3: see page 73

Fig. 8: see page 84

Photo 4 and 5: see page 85

Photo 6 and 7: see page 86

Photo 8 and 9: see page 87

Photo 10 and 11: see page 88

Photo 12 and 13: see page 89

Photo 14: see page 90

REFERENCES and ABSTRACT *(see page 91)*

Antonio Galluccio (*), Luigi Bonetti (**), Luca Bonardi (*), Giuseppe Cola (*), Guido Catasta (*)

L'ANNO IDROLOGICO 2001-2002 NELLE ALPI LOMBARDE: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della Campagna Glaciologica 2002 nelle Alpi Centrali italiane (Lombardia).

A cura del SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO e del

CENTRO NIVOMETEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO

Con la collaborazione di: Stefano D'Adda, Mario Monfredini, Emiliano Zucchini, Carlo Lonardo, Giordano Elli, Margherita Maggioni, Eraldo Meraldi, Emanuele Congiu, Alfredo Praolini, Mario Butti, Paolo Piccini, Valerio Paneri, Roberto Peja, Bruno Rosa, Elena Pains, Andrea Tamburini

1 - INTRODUZIONE

Tanto deludente è stato l'andamento nivo-meteorologico dell'anno idrologico 2001-2002 nelle Alpi lombarde, ai fini glaciologici, che forte è la tentazione di liquidarne la descrizione con un enunciato sintetico: un poco di neve in un rigido esordio settembrino, una lunga siccità invernale, una primavera umida solo tardivamente, un giugno torrido, i mesi di luglio e agosto "normali". In breve, è nevicato seriamente solo a maggio: una neve quasi inutile per il bilancio glaciale, facilmente demolita, in soli quindici giorni, dalla fase calda di inizio estate, così calda da avere pochi precedenti nelle serie storiche centenarie. Ma una sintesi di questo tipo non rende giustizia ai fenomeni naturali e anche a chi, immodestamente, vuole studiare per capire. Nelle pieghe della cronaca meteorologica troviamo infatti eventi importanti, che obbligano a confronti e riflessioni. Conviene allora andare con ordine, non senza aver premesso che si è comunque trattato di uno degli anni peggiori che si ricordino per il bilancio nivo-glaciale delle Alpi Centrali italiane.

Si è detto di un mese di settembre freddo e discretamente umido: quale miglior inizio per il nascente anno idrologico 2001-2002? A simili premesse non segue però la conferma: ottobre e novembre trascorrono aridi, privando i ghiacciai lombardi dell'accumulo nevoso più pregiato. Ottobre è anche tiepidissimo, per non dire caldo: l'ablazione in ambito glaciale si riavvia, con effetti complessivamente modesti (il sole è già basso all'orizzonte) ma non trascurabili, soprattutto per gli apparati esposti a meridione e a Est. Dicembre e gennaio vedono poche nuvole nel cielo (foto 1), con scarsissimi episodi nevosi, e tanto freddo: il 13 dicembre, una bufera di neve, innescata dal *Burian*, il vento delle steppe, paralizza la Pianura Padana ma le montagne le sfiora soltanto. Nelle settimane successive il tempo meteorologico si mantiene secco e ventoso. Ed è in tal modo che, il 19 febbraio, al Monte Sobretta (3180 m s.l.m.), lo spessore dell'accumulo stagionale risulta di soli 62 cm. Nè le cose migliorano a marzo e aprile: il 5 marzo si contano al Sobretta 92 cm, 93 cm il 5 aprile. Nessun incremento, quindi, in quello che dovrebbe essere il periodo di costruzione del massimo nivologico annuale, di solito raggiunto sul finire di maggio. Proprio maggio, all'inizio, porta la prima vera nevicata della stagione, con contenute repliche per buona parte del mese. Giugno (giorni dal 3 al 9) aggiunge un buon metro allo scarso accumulo nevoso. Ma ormai è tardi: la stagione era compromessa sin dall'autunno.

E infatti, ai primi caldi, questi strati nevosi troppo recenti vanno in *metamorfismo da fusione e rigelo*, il che vuole dire che l'intero manto si trova in un'unica condizione cristallografica, alla mercé del fattore termico. Quando, tra il 14 e il 24 del mese di giugno, un maligno anticiclone africano stende sull'Italia il suo afflato torrido, l'abbondante acqua di fusione percola all'interno, raggiunge la base dell'accumulo e, complice l'assenza di rigelo notturno per quasi quindici giorni, lo scalza dal fondo: in due settimane la neve dell'anno scompare così al di sotto dei 3000 m di quota, addirittura più in alto sui versanti a solatio.

Si è sottolineato in più occasioni quanto importante sia l'andamento meteorologico del mese di giugno alle medie latitudini nel determinare quello complessivo della stagione nivologica: è il

(*) Servizio Glaciologico Lombardo. Antonio Galluccio: antonio.galluccio@libero.it; Luca Bonardi: ilbonardi@yahoo.com; Giuseppe Cola: dosegu@libero.it. (**) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: aineva@regione.lombardia.it.

periodo dell'anno in cui la fusione nivale ha la sua maggior espressione, e non può essere diversamente tenendo conto che il sole è allo zenit (le giornate più lunghe dell'anno) e che quindi massimo è l'irraggiamento e minima la riflessione dei raggi incidenti. La neve assorbe una maggior quantità di calore, fonde in superficie e, se si ha rigelo notturno, si compatta rapidamente. Ma se il gelo manca consecutivamente per molti giorni e se il manto nevoso è di spessore e densità irrisorie, ecco definirsi il vero e proprio disastro nivologico verificatosi all'inizio dell'estate 2002. L'apice di questa fase torrida si ha il giorno 23, con 36 °C a Milano e 30 °C a Bormio: i torrenti alpini, gonfi a dismisura, registrano l'evento con puntualità. L'inverno va a mare.

Ai 3200 m di quota del Monte Sobretta l'evento si compie un poco più tardi, nel mese di luglio: la neve dell'anno scompare il giorno 17, quando inizia l'aggressione al firn, che risulterà del tutto perduto, presso la palina 2, il 5 di agosto (fig. 3).



Foto 1: la bassa Val di Susa vista dalla Sacra di S. Michele (TO). Un föhn tempestoso spazza la vallata, a seguito di una breve nevicata (oltre i 1100 m di quota). Si noti l'esiguità del manto nevoso deposto sui monti e la neve che invece copre ancora parte del piano, dove il vento caldo giunge attenuato: si tratta dei resti della precipitazione del 13 dicembre 2001, caduta copiosa nell'alto torinese e non ancora fusa grazie alle basse temperature susseguites per tutto il mese. (A. Galluccio, 30 dicembre 2001).

Photo 1: the lower Susa Valley seen from Sacra di S. Michele (province of Turin). Strong foehn winds blow over the valley after a quick snowfall (above 1100 m of altitude). The thin snow blanket laid on the mountains makes a stark contrast with the thick snow still covering part of the plain, where the warm wind had already weakened. This is what is left of the precipitation of 13th December 2001, which was very abundant in the upper province of Turin, and had not melted thanks to the low temperatures of the whole month. (A. Galluccio, 30th December 2001).

E dire che i mesi di luglio e agosto 2002 disegnano in effetti una parte centrale dell'estate in linea con le medie di confronto. Addirittura conservativo per l'ambito nivo-glaciale può essere considerato agosto, in quanto mese dall'andamento assai variabile sui monti e francamente perturbato sulla Pianura Padana, dove non si contano acquazzoni, temporali e trombe d'aria. Bella e salutare la nevicata dei giorni 9, 10 e 11 del mese: 70-90 cm di neve fresca che impongono un rallentamento, quando non un vero e proprio arresto, all'ablazione (foto 2). Anche settembre non presenta particolari caratteristiche, trascorrendo quieto nei binari delle medie di confronto climatico: si segnala unicamente il notevole raffreddamento occorso nella terza decade del mese. L'ablazione termina precocemente e questa volta senza riprese successive.



9-11 agosto. Il manto, profondo fino a 50 cm, copre ancora le montagne oltre i 2700 m di quota: l'ablazione ne risulterà fortemente rallentata per circa 10 giorni. (A. Galluccio, 13 agosto 2002).

Photo 2: the Cedec Valley (Ortles-Cevedale) from the North Zebriù pass (3004 m) two days after the end of the snowfall on 9th-11th August. A 50cm-deep snow cover covered the mountains above 2700 m of altitude and ablation was strongly slowed down for about 10 days. (A. Galluccio, 13th August 2002).

Gli eventi descritti fanno sì che, nei primi giorni di luglio, i ghiacciai lombardi presentino scarsi e sottili residui nevosi stagionali solo oltre i 3000-3200 m di quota. L'aspetto generale della montagna non è però quello desolato di altre stagioni secche e calde (come ad esempio il 1998). Ciò grazie al "magnifico nevato" dell'anno idrologico precedente, con poche eccezioni ancora disteso a coprire interamente le masse glaciali.

Le misure dirette nei *siti nivologici* dicono però con chiarezza che, a partire dall'episodio torrido di giugno, il firn del 2000-2001 si riduce notevolmente, dapprima in spessore, successivamente anche in estensione. Eppure, nell'estate precedente, lo avevamo visto mantenersi quasi intatto con temperature assai più alte di quelle registrate, ad esempio, nell'agosto del 2002. Il fatto è che l'acqua di fusione della scarsa e giovane neve di quest'anno ha imbibito anche la parte superiore del firn sottostante, minandone la compattezza. Probabilmente, senza questo manto nevoso stagionale, scarso e connotato da penalizzanti caratteristiche cristallografiche, il nevato, pur dotato di un coefficiente di riflessione minore di quello dei candidi apporti recenti, avrebbe resistito meglio al calore di giugno (foto 3).

Ecco che l'alternarsi di due annate di segno opposto, mai tanto opposto, permette di aggiungere un tassello alle conoscenze in materia: un episodio di incremento di massa nivale va giudicato compiutamente, in merito alle dinamiche glaciali, solo dopo uno o due anni. Le stagioni successive devono infatti garantirne la conservazione, totale o comunque solo per poco parziale.

L'analisi dei dati meteorologici relativi all'annata 2001-2002 rende conto solo in parte della descritta grave penuria di neve vecchia sui ghiacciai lombardi, neve praticamente assente a fine estate. Se non sfugge la siccità dell'autunno-inverno, come illustrato dai valori pluviometrici della stazione di S. Antonio Valfurva (tab. 1 e fig. 2) e dalla stima delle nevicate al Monte Sobretta (tab. 2), va detto che i totali su base annua non sono poi così lontani dalle medie di confronto: anzi, sia quello relativo al periodo di accumulo in ambito glaciale, sia il computo complessivo dell'anno idrologico, sono addirittura superiori alla media 1987-2000. In effetti, si nota come un parziale riequilibrio della siccitosa stagione fredda si sia avuto nel bimestre maggio-giugno, quando però le cospicue nevicate verificatesi non erano più in grado di garantire un accumulo capace di resistere efficacemente all'ablazione estiva. Il dato termico (fig. 1) denuncia invece un incremento, lieve rispetto alla media e forte nei confronti dell'anno precedente, imputabile ai mesi di febbraio (+ 2,3 °C) e soprattutto giugno (+ 2,8 °C).

Una valutazione meteorologica complessiva, basata sul confronto pluriennale e non appoggiata da dati nivologici di terreno, potrebbe in tal modo indurre in errore, potendosi considerare l'anno idrologico in oggetto solo un poco meno umido rispetto al normale e altrettanto più caldo. Nulla a che vedere con l'effettivo risultato riscontrato nei siti di indagine. Le misure eseguite al Monte Sobretta infatti non lasciano dubbi (fig. 3): l'annata è stata disastrosa sotto il profilo nivologico, con la perdita non solo dell'intero accumulo stagionale ma anche di quello precedente (identificato nel

grafico da una linea orizzontale)² e con la ripresa della fusione del ghiaccio, dopo il parziale recupero dell'anno idrologico 2000-2001. In totale, tra neve, firn e ghiaccio, si ha un decremento dello spessore di circa 4 m!

Viene quindi ancora una volta confermata l'importanza dell'indagine nivologica, la sola che permetta di quantificare l'entità e di precisare le caratteristiche del manto nevoso stagionale e che ne descriva la reale evoluzione.

TEMPERATURA MEDIA MENSILE													media	media	media	anno
anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	estiva	aut.-inv.	anno	idrol.
													giu.-sett.	ott.-giu.	idrol.	
1988	-1,2	-2,7	-0,1	6,4	10,6	12,7	15,4	14,9	10,9	8,3	0,4	0,5	13,5			
1989	0,5	1,1	4,3	3,9	10,1	11,7	14,9	14,5	11,3	7,6	0,6	-1,3	13,1	4,5	6,8	1988-89
1990	-0,6	1,7	4,9	4,3	10,7	12,5	15,5	14,9	11,1	8,1	2,4	-3,8	13,5	4,5	6,8	1989-90
1991	-2,1	-2,8	4,3	4,2	6,6	11,7	16	16,2	12,9	5,8	0,5	-1,4	14,2	3,2	6,0	1990-91
1992	-0,3	0,2	2,9	5,3	11,1	12,3	15	17	10,1	2,9	1,7	-2,9	13,6	4,0	6,8	1991-92
1993	-1,7	-2,2	0,3	5	9,9	12,8	13,2	14,7	8,7	4,6	0,6	-0,9	12,4	2,9	5,3	1992-93
1994	-0,9	-1,8	5,5	4,5	9,4	13,9	17,3	16,4	10,9	7,1	5,2	-1	14,6	3,9	6,4	1993-94
1995	-5,1	-0,5	-0,9	4,9	8,7	10,4	15,9	12,1	6,6	8,6	0	-3,9	11,3	3,2	5,6	1994-95
1996	-2,5	-4,6	-0,9	5,6	9,2	12,9	13,5	12,9	7,7	4,8	-0,6	-3,6	11,8	2,7	4,8	1995-96
1997	-1,2	0,5	4,5	3,8	8,9	10,9	12,7	15,4	13,3	6,7	1,3	-2,5	13,1	3,1	5,3	1996-97
1998	-3,5	1,9	1,7	4	10,6	14,7	16,4	16,4	10,4	5,5	-2,1	-3,2	14,5	3,9	6,8	1997-98
1999	-3,2	-3,5	3,5	5,4	11,2	12,2	15,2	14,2	12,1	6,8	0,2	-3,4	13,4	2,9	5,5	1998-99
2000	-3,9	-1,7	1,1	4	9,2	13	11,4	13,2	9,7	5	-1	-2,6	11,8	2,8	5,2	1999-00
2001	-4,9	-0,9	1	1,6	9,4	10,4	13,2	13,9	7	7,9	0,9	-3,1	11,1	2,0	4,6	2000-01
2002	-1,3	1,2	3,2	5,1	9,4	15,2	14,9	14,1	10,4				13,7	4,3	6,2	2001-02
media	-2,0	-1,1	2,4	4,7	9,7	12,4	14,8	14,8	10,4	6,3	0,7	-2,3	13,1	3,2	5,5	
1988-00																
PRECIPITAZIONI MENSILI													totale	totale	totale	anno
anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	estivo	accum.	anno	idrologico
													giu.-sett.	ott.-giu.	idrol.	
1987	7,2	21,1	25,5	54,0	76,8	147,0	190,8	92,5	74,4	77,5	30,1	5,9	504,7			1986-87
1988	36,1	39,6	20,3	31,4	85,4	86,8	113,1	140,2	58,0	117,8	1,6	23,9	398,1	413,1	740,8	1987-88
1989	0,0	48,0	17,2	135,1	45,3	84,3	92,6	82,7	18,3	8,7	24,0	69,2	277,9	473,2	706,5	1988-89
1990	19,2	75,3	5,4	77,9	34,1	127,5	81,4	52,1	30,5	90,6	103,1	23,8	291,5	441,3	593,1	1989-90
1991	5,1	25,1	60,8	17,1	39,4	95,8	114,4	20,1	112,6	55,8	48,2	69,0	342,9	460,8	625,8	1990-91
1992	0,0	4,0	38,0	101,0	51,9	144,4	70,4	71,4	87,1	141,8	43,8	73,0	373,3	512,3	766,7	1991-92
1993	5,2	0,9	6,9	32,2	40,9	96,2	103,3	81,0	140,6	261,6	18,3	26,2	421,1	440,9	712,3	1992-93
1994	46,4	21,8	13,9	25,6	88,0	56,8	72,9	140,1	178,8	32,3	41,9	9,9	448,6	558,6	912,2	1993-94
1995	39,2	31,2	32,3	43,4	70,2	69,0	64,7	64,3	74,6	1,5	20,5	34,1	272,6	369,4	677,2	1994-95
1996	42,9	12,6	17,9	23,5	83,2	96,0	95,2	159,5	12,0	97,3	179,2	27,0	362,7	332,2	661,5	1995-96
1997	32,8	2,5	5,4	21,3	70,1	234,8	69,5	41,7	15,2	15,8	104,5	42,9	361,2	670,4	793,6	1996-97
1998	23,1	15,9	0,9	104,7	20,9	99,7	121,7	78,4	104,6	135,7	14,9	2,3	404,4	428,4	643,7	1997-98
1999	22,3	39,7	32,3	55,1	49,3	88,6	73,6	164,7	135,3	123,5	19,9	41,0	462,2	440,2	783,1	1998-99
2000	17,4	12,1	67,0	72,8	71,6	57,4	172,6	130,4	96,6	208,2	261,4	31,5	457,0	482,7	921,0	1999-00
2001	112,6	15,5	85,6	50,6	43,8	167,2	164,6	131,2	66,2	58,8	19,6	3,0	529,2	976,4	1368,8	2000-01
2002	3,8	18,9	59,4	35,4	164,2	141,4	70,9	91,6	54,6				358,5	504,5	733,2	2001-02
media	21,2	25,0	24,6	56,8	59,1	106,0	102,6	94,2	81,3	97,7	65,1	34,3	384,2	463,3	718,0	
1987-00																

Tab. 1: temperature e precipitazioni presso la stazione meteorologica di S. Antonio Valfurva (1360 m s.l.m.). In neretto i dati di interesse dell'anno idrologico 2001-2002.

Table 1: temperatures and precipitation at the S. Antonio Valfurva weather station (1360 m a.s.l.) The interesting figures of the 2001-2002 hydrological year are shown in bold characters.

² queste osservazioni si riferiscono alla sola palina 2. In altri punti del ghiacciaio le perdite sono state minori, con alcuni settori che hanno potuto mantenere parte dell'accumulo dell'anno idrologico 2000-2001.



2 - CONCLUSIONI

Abbiamo fin qui commentato l'andamento dell'anno peggiore per le dinamiche nivo-glaciali tra quelli della serie di misure del Monte Sobretta, iniziata nell'anno idrologico 1997-1998, in accordo con quanto osservato anche presso i siti nivologici dei ghiacciai del Lupo (Alpi Orobie), di Vazzeda (Disgrazia-Mallero), di Suretta Sud (Spluga) e del Ferro Centrale (Codera-Masino). Un poco meno penalizzanti i dati provenienti dai siti dei ghiacciai di Scerscen Superiore (Bernina) e Pisgana Ovest (Adamello), forse perché ubicati a quote superiori ai 3000 m.

Estendendo la valutazione, anche se priva di misure di confronto, ai decenni precedenti, si può affermare che l'anno idrologico in oggetto è stato tra i più penalizzanti per i ghiacciai lombardi dopo gli Anni Sessanta, nonostante l'interpersi di annate disastrose come il 1988, il 1989, il 1991 il 1998. Si deve al nevato del 2001, che in molti siti è riuscito comunque a non scomparire, se la fusione estiva del ghiaccio è stata in parte contenuta.



Foto 3: il Ghiacciaio di Pisgana Est ripreso il 7 agosto 2002. La linea nera indica il limite inferiore del nevato riferibile all'anno idrologico 2000-2001, quella bianca il limite della neve vecchia (anno idrologico 2001-2002). Si noti l'esiguità del manto nevoso stagionale, deducendo inoltre la forte riduzione subita anche dal firn depositato nell'anno precedente. (A. Galluccio).

Photo 3: the East Pisgana Glacier on 7th August 2002. The solid line indicates the lower limit of the firn of the 2000-2001 hydrological year; the broken line indicates the limit of the old snow (2001-2002 hydrological year). The seasonal snow blanket was very thin, thus the firn deposited the previous year underwent a strong reduction. (A. Galluccio).



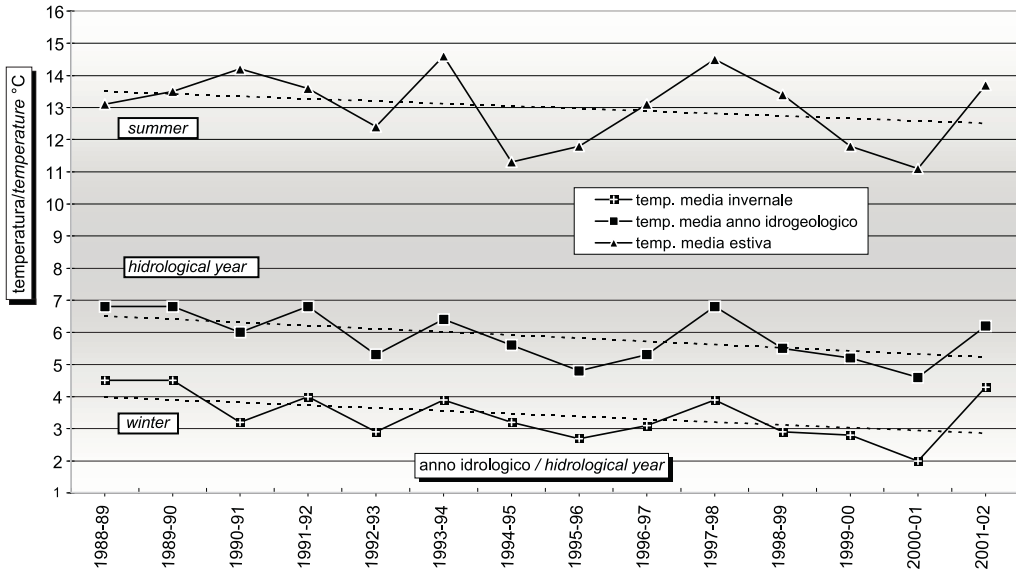


Fig. 1: temperature medie, con linea di tendenza, dell'anno idrologico, invernale ed estiva presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m s.l.m.) nel periodo 1988-2002.

Fig. 1: average temperatures of the hydrological year, with winter and summer trend lines at the S. Antonio di Valfurva weather station (1360 m a.s.l.) in the period 1988-2002.

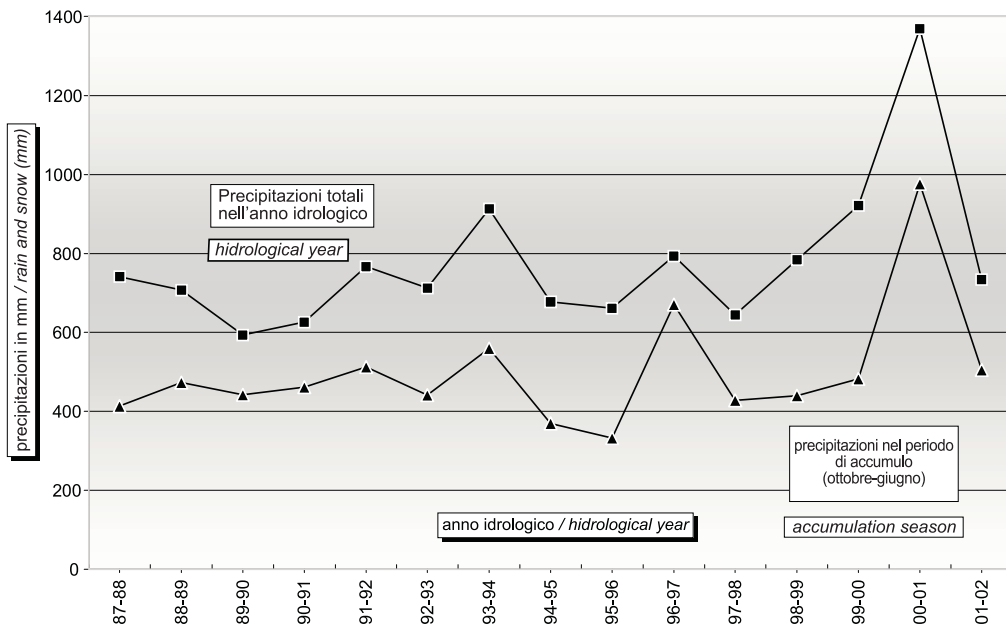


Fig. 2: precipitazioni totali dell'anno idrologico e del periodo di accumulo per l'ambito glaciale (ottobre-giugno) presso la stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m s.l.m.) nel periodo 1987-2002.

Fig. 2: total precipitation of the hydrological year and of the accumulation season on the glaciers (October-June) at the S. Antonio di Valfurva weather station (1360 m a.s.l.) in the period 1987-2002.



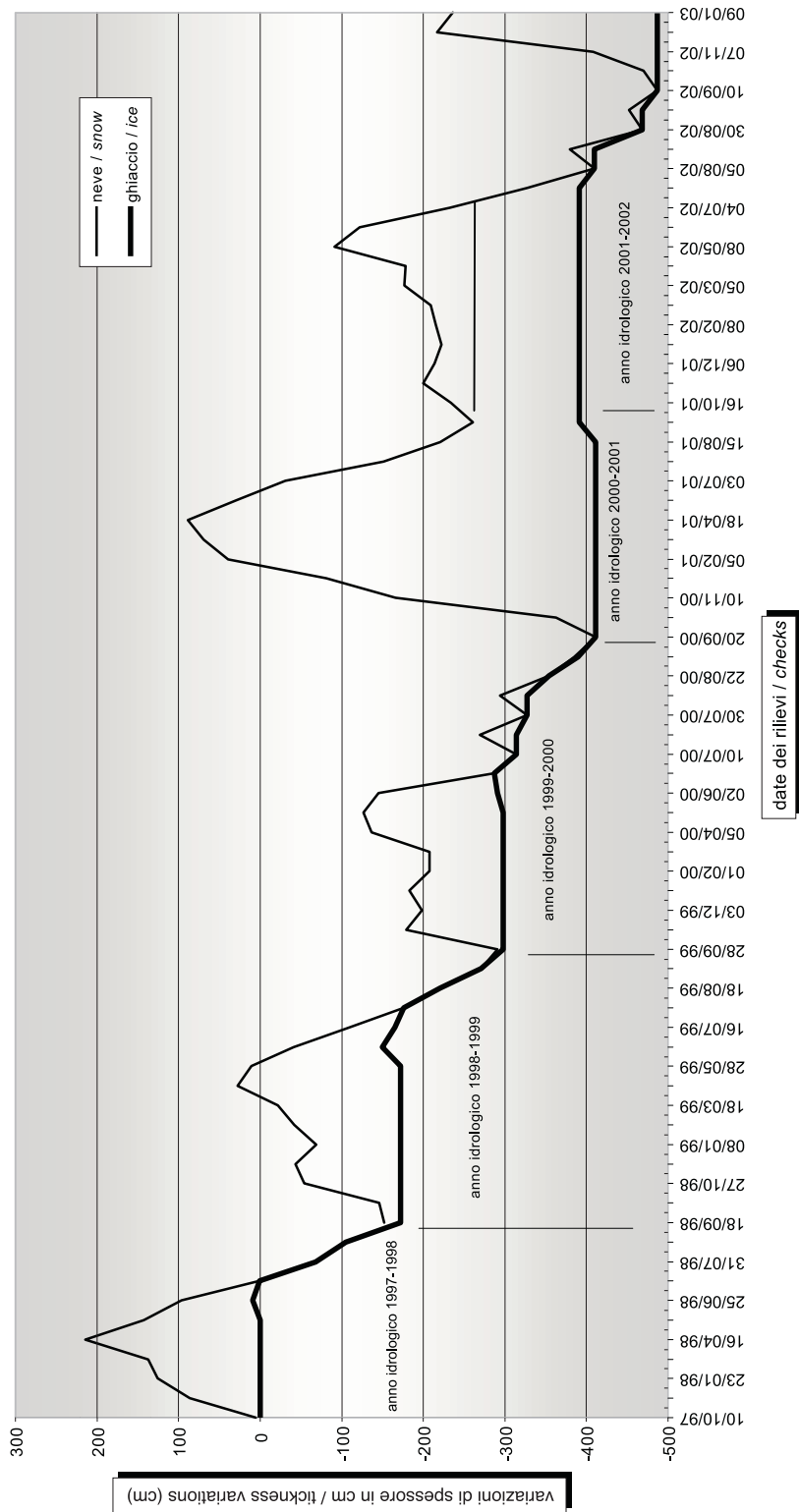


Fig. 3: andamento del manto nevoso e della superficie del ghiaccio presso il sito nivologico del Monte Sobretta (palina n. 2, Ghiacciaio di Alpe Sud, 3180 m s.l.m.) nei 5 anni idrologici compresi tra il 1997-98 e il 2001-2002. La linea orizzontale sottile indica il livello altimetrico del firn dell'anno 2000-2001. Si noti, a destra, l'accumulo nevoso del nascente anno idrologico 2002-2003.

Fig. 3: evolution of snow cover and of glacier surface at the snow site of the Monte Sobretta (rod nr. 2, Alpe Sud Glacier, 3180 m a.s.l.) in the 5 hydrological years between 1997-98 and 2001-2002. The thin horizontal line indicates the altimetric level of the firn in the 2000-2001 year. On the right, the snow accumulation of the new 2002-2003 hydrological year is noteworthy.

3 - CRONACA NIVO-METEOROLOGICA

STAGIONE DI ACCUMULO

La stagione di accumulo 2001-2002 nelle Alpi Lombarde inizia precocemente: nei primi giorni di settembre, infatti, si hanno leggere nevicate che giungono sino alle soglie dei 2000 m di quota. Gli episodi nevosi sono in tutto 7 (giorni 1, 3-4, 7-8, 14-16, 18, 22-25, 29, con la quota delle nevicate oscillante tra i 1700 e i 2900 m) per un totale stimato presso il sito del Monte Sobretta (3160 m s.l.m.) di 145 cm. Nel contempo le temperature si abbassano in modo significativo e non risaliranno più sino all'ultimo week-end del mese. Alla stazione meteorologica di S. Antonio di Valfurva (1360 m s.l.m.) la temperatura media mensile è di 7 °C, di oltre 3 °C più bassa rispetto alla media (10,4 °C). Alla fine del periodo, ai 3000 m di quota, si rinvengono 30-40 cm di neve assai compatta. Tale esordio freddo e discretamente umido, che impone un primo, deciso arresto all'ablazione estiva, non trova prosecuzione nel restante periodo autunnale: i mesi di ottobre e novembre, infatti, si segnalano per l'assoluta scarsità di apporti nevosi e, soprattutto il primo, anche per le temperature, assai elevate per il periodo. In ottobre, a Milano, si annotano molti giorni con massime superiori ai 20 °C, mentre i 18 °C registrati il 1° novembre scatenano i *media* in prolungate "riflessioni" climatologiche. Si riattiva l'ablazione in ambito glaciale, in qualche caso in misura apprezzabile. A S. Antonio questo periodo caldo viene rilevato in misura meno significativa, con una temperatura media di ottobre di 7,9 °C, più elevata di 1,6 °C rispetto al dato di confronto (6,3 °C); novembre, con una breve fase fredda (giorni compresi tra il 9 e il 12), nella 2^ e 3^ decade si riallinea alle medie. I due mesi più importanti per l'accumulo nevoso di qualità portano precipitazioni irrisorie, suddivise in 6 episodi (4-9 e 20-21 ottobre, con la quota delle nevicate molto elevata, tra i 2400 e i 3300 m; 6, 9-11, 22 e 28-30 novembre, con limite della neve in abbassamento fino al di sotto dei 1300 m) per un totale stimato di 50 cm di neve fresca.

1997-1998	totale mese	1998-1999	totale mese	1999-2000	totale mese	2000-2001	totale mese	2001-2002	totale mese	episodio (data)	neve fresca
ottobre <i>October</i>	30	ottobre	200	ottobre	315	ottobre	345	ottobre	25	4-9 20-21	5 20
novembre <i>November</i>	240	novembre	20	novembre	65	novembre	415	novembre	25	6 9-11 22	5 10 10
dicembre <i>December</i>	160	dicembre	10	dicembre	110	dicembre	120	dicembre	10	13 25-29	5 5
gennaio <i>January</i>		gennaio		gennaio	40	gennaio	310	gennaio	20	23-24	20
febbraio <i>February</i>		febbraio	170	febbraio	35	febbraio	60	febbraio	90	5-6 14-16; 20-21 23-25; 27-28	40 30 20
marzo <i>March</i>	80	marzo	80	marzo	190	marzo	230	marzo	120	1-3 6-7; 19 22-23	60 20 40
aprile <i>April</i>	260	aprile	200	aprile	160	aprile	170	aprile	100	7-9 13-15 19-20 26-27	20 60 10 10
maggio <i>May</i>	60	maggio	90	maggio	150	maggio	110	maggio	300	3-5 8-11 19-20 23-28	150 30 30 90
giugno <i>June</i>	100	giugno	150	giugno	20	giugno	190	giugno	100	3-9	100
luglio <i>July</i>	20	luglio	50	luglio	120	luglio	100	luglio	70	3-7	20
agosto <i>August</i>	45	agosto	30	agosto	110	agosto	45	agosto	100	12-18 1-2	50 10
settembre <i>September</i>	120	settembre	50	settembre	170	settembre	145	settembre	70	4-6 9-12 3-11 23-24	20 70 50 20
totale accumulo	950	Sept. - June sett. - giugno	1070		1135		2120		935		
totale anno idrol.	1115	Oct. - Sept. ott. - sett.	1080		1485		2240		1030		

Tab. 2: stima delle singole precipitazioni nevose, del totale mensile e della sommatoria annua della neve fresca caduta nell'anno idrologico 2001-2002 presso il sito del Monte Sobretta (3180 m s.l.m.) e confronto con le annate precedenti.

Table 2: estimate of: (i) single snow precipitation, (ii) monthly total and (iii) annual summation of the fresh snow fallen in the 2001-2002 hydrological year at the site of the Monte Sobretta (3180 m a.s.l.) and comparison with previous years.

Al termine dell'autunno meteorologico, dunque, i ghiacciai lombardi sono coperti da circa mezzo metro di neve, frutto di una sommatoria di 2,5 m di apporti solidi: il 15-20 % di ciò che servirebbe per una ipotetica situazione di equilibrio, alla luce dei dati raccolti negli ultimi anni. Trattasi di un "fondo" assolutamente deficitario, anche se di discreta qualità (densità medio-alta). Dicembre allunga ed accentua il regime pluviometrico secco della prima parte della stagione, ma non ripete quello termico: a fronte dell'assenza di nevicate (totale mensile: 10 cm, con quota delle nevicate attorno ai 2200 m) si annota infatti la persistenza di temperature assai basse, soprattutto in pianura, complici le frequenti inversioni termiche dovute all'alta pressione. A Milano, tra l'8 e il 31 del mese, non si superano mai i 7 °C, con una media delle massime di circa 4 °C, mentre a S. Antonio si registrano 0,8 °C in meno rispetto al valore medio mensile di controllo. E' degna di menzione la bufera di neve che, trascurando del tutto i monti, si verifica il giorno 13 su alcuni settori della Pianura Padana: pochi centimetri di fiocchi molto freddi paralizzano le città per 36 ore. La seconda metà di dicembre e il mese di gennaio sono così rigidi al piano che il sottile deposito nevoso del giorno di S. Lucia sopravvive in alcuni siti per oltre un mese, fenomeno che non si verificava dal 1985. Il giorno 6 si registrano a Milano - 8 °C; ancora più freddo il giorno 2 (fino a - 12 °C in altre località di pianura). Il 18 e il 19 sono giorni di gelo per la Lombardia: una fantastica brinata chiude di fatto questo periodo. In montagna le temperature di gennaio sono invece un poco superiori alla media, mentre prosegue il regime siccitoso: un unico, irrilevante evento nevoso si ha nei giorni 23 e 24 gennaio (20 cm).

La prima parte dell'inverno, come l'autunno, è dunque trascorsa senza alcuna precipitazione degna di nota e il bilancio pluviometrico dell'anno idrologico si indirizza verso un deficit marcatisimo. Presso il sito del Monte Sobretta, la copertura nevosa si è ulteriormente assottigliata, con il concorso dell'azione deflativa del vento, prodottasi in più occasioni. A febbraio, le descritte premesse di un andamento stagionale fortemente negativo per le dinamiche nivo-glaciali trovano immancabile conferma: la modesta sommatoria mensile della neve fresca tocca i 90 cm ed è suddivisibile in 5 episodi (giorni 5-6, 14-16, 20-21, 23-25 e 27-28) di cui solo il primo è di discreta consistenza (40-50 cm). Nel frattempo il regime termico torna mite, soprattutto tra i giorni 7 e 12, e prende a soffiare il fhön (giorni dal 23 al 25). A S. Antonio la media termica mensile è di 2,3 °C superiore alla media. L'incremento della compagine nevosa al Monte Sobretta è irrisorio.

Marzo inizia con una apprezzabile nevicata (60 cm tra i giorni 1 e 3), ma poi prosegue assai tiepido, a causa dapprima dell'espansione in area mediterranea di un anticiclone subtropicale e poi di correnti settentrionali di origine marittima. Si ripete quanto già visto in numerose occasioni dopo il 1996: arriva il caldo che, quando dovuto a venti di caduta, si avverte molto di più al piano che sui monti. A Milano, tra l'11 e il 23 del mese, la temperatura massima non scende al di sotto dei 20 °C, fino a toccare i 25 °C il giorno 21. A S. Antonio, si hanno 0,8 °C in più rispetto alla media. Tra il 22 e il 23 del mese cadono 40-80 cm di neve (con quota delle nevicate in abbassamento dai 2100 fino al piano). Segue un breve periodo freddo (giorni 24-27).

Aprile, il cuore meteorologico dell'accumulo nevoso primaverile, mostra un andamento pluviometrico deludente: i 100 cm di sommatoria mensile costituiscono il valore più basso dal 1998. Si registra una sola precipitazione significativa (60 cm nei giorni 13-15), mentre gli altri 4 episodi sono modestissimi (giorni 7-9: 20 cm; 19-20: 10 cm; 26-27: 10 cm). Sino alla seconda decade le temperature si mantengono fresche, con un breve episodio freddo tra i giorni 9 e 14 (8 °C di minima in pianura il giorno 9); la terza decade è invece calda (24,5 °C a Milano il giorno 24). In montagna la media mensile è di circa 0,5 °C superiore ai dati di confronto. Il sito del Monte Sobretta a fine aprile è coperto da uno strato di neve di spessore desolante (93 cm).

Il vero inverno nevoso arriva fuori tempo massimo, nei primi 12 giorni di maggio: tra il 3 e il 5 del mese si ha la prima vera nevicata della stagione, con 150 cm di apporti freschi, pagati dalle genti di Piemonte e Lombardia, come ormai tristemente usuale in questa fase climatica, con la solita alluvione. Risulta particolarmente colpita la zona dei laghi pedemontani e dei fiumi che li drenano: sulle due sponde, piemontese e lombarda, del Lago Maggiore si annotano anche 650 mm di pioggia in 36 ore, valori da Bangladesh, ma oggi non più unici (vedi l'alluvione del 14-15 ottobre 2000). In questa fase la quota delle nevicate, inizialmente posta attorno ai 2400 m, si abbassa fino ai 1500 m del giorno 4 maggio. Nevica ancora nei periodi compresi tra i giorni 8 e 11 (30 cm), 19 e 20 (30 cm) e 23 e 28 (90 cm). Quest'ultimo episodio nivologico è il 3° più cospicuo dell'annata (quota delle nevicate: attorno ai 2000 m). Tali eventi sono curiosamente intervallati da repentini rialzi termici (sino a 27 °C nei giorni 17 e 31). In altre parole: o piove forte o fa caldo. Come ai Tropici. Lo strato nevoso che copre il sito del Monte Sobretta fa registrare finalmente un apprezzabile incremento.

STAGIONE DI ABLAZIONE

Il mese di giugno, a ragione considerato di grande importanza per le dinamiche nivo-glaciali alle medie latitudini, mostra quasi sempre un andamento meteorologico instabile. In ambito glaciale ciò si traduce nella possibile duplice valenza di ultimo atto della stagione di accumulo ovvero di primo di quella di ablazione.



Foto 4: il Ghiacciaio del Lupo è la sede del sito nivologico delle Alpi Orobic. Si nota l'assenza di neve vecchia e, per contro, l'abbondante nevato dell'annata 2000-2001, che ancora ricopre il 70 % della superficie. (S. D'Adda, 14 settembre 2002).

Photo 4: the Lupo Glacier is the snow-monitoring site of the Orobic Alps. The lack of old snow and, to the contrary, the abundant firm of the 2000-2001 hydrological year still covering 70% of the glacial area, are noteworthy. (S. D'Adda, 14th September 2002).

Ebbene, tale peculiarità trova nel 2002 un esempio parossistico: esordito con un breve periodo di forte fusione in quota (giorni 1 e 2), esso prosegue con il 2° episodio nevoso più cospicuo dell'anno idrologico (giorni dal 3 al 9: 100 cm, con quota delle nevicate oscillante tra i 1800 e i 3000 m), che arriva a imbiancare Livigno il giorno 6. Tra il 10 e il 12 del mese le temperature risalgono bruscamente di 8-10 °C, raggiungendo i 28 °C in pianura il giorno 12.

Inizia qui un "periodo di fuoco" che, nelle bassure, conduce le temperature a mantenersi stabilmente ben oltre i 30 °C (33 °C e più tra i giorni 17 e 24) per toccare i 36 °C di Milano del giorno 23, che costituiscono il massimo relativo dal luglio del 1983. Secondo le nostre valutazioni, in questi soli 12 giorni (dal 13 al 24 del mese), al di sotto dei 2900-3000 m, fonde tutta la neve della stagione di accumulo e, a quote inferiori, anche una parte dello splendido e abbondante nevato dell'anno precedente (il 2000-2001, *l'anno della grande neve*). Al Monte Sobretta, il manto nevoso stagionale si riduce dell'80%. I torrenti di montagna fanno paura: per fortuna, e per poco, non si verifica l'ennesima alluvione. Tale andamento eccezionale trova riscontro nella ricostruzione della quota dello zero termico, come illustrato dalla fig. 2 di pag. 113: l'anomalia vi appare evidente. Per più giorni va in fase di fusione anche la calotta glaciale del Monte Bianco. Le temperature di Milano si allineano a quelle di Tunisi. A S. Antonio il mese di giugno risulta più caldo di circa 3 °C.

Il mese di luglio trascorre invece "normale": non si hanno picchi di calore (massime di 31 °C solo nei giorni 10-12 e 29) e si annotano anche due nevicate (giorni 3-7: 20 cm; 12-18: 50 cm), che imbiancano i monti oltre i 2900-3000 m di quota. Si ha forte fusione in quota in un unico e breve periodo (giorni 9-12).

Agosto, come sovente accade, presenta una notevole variabilità nelle configurazioni bariche. Nel 2002 prevalgono le depressioni, o su ampia scala o locali, con il risultato di un mese definito "orribile" da chi è rimasto nelle città di pianura, e moderatamente perturbato dai vacanzieri montani. Piove frequentemente, per lunghi periodi quasi tutti i giorni, con fortissimi e calamitosi temporali in pianura e piovoschi sui monti. Si registrano ben 9 episodi nevosi, di cui 8 si limitano all'alta quota (oltre i 3200-3300 m, a seconda dei casi) e portano a coperture che fondono in uno o due giorni sui versanti a solatio, mentre quello dei giorni 9-11 (70

cm: il 4° più abbondante dell'intero anno idrologico) imbianca le montagne della Lombardia al di sopra dei 2400 m di quota, consentendo un vistoso rallentamento dell'ablazione, della durata di circa 10 giorni. Sulle pareti di ghiaccio e nei settori più elevati dei bacini di accumulo questa neve d'estate non fonderà più. A S. Antonio il mese di agosto è più fresco della norma di 0,7 °C.

Infine, i 70 cm di neve che cadono nel periodo 3-11 settembre (nevica i giorni 3, 4, 9, 11: 50 cm) e 22-24 (20 cm, con neve sino ai 1400 m di quota), chiudono la stagione di ablazione 2002, questa volta senza riprese successive, vista anche la fase fredda che investe il Nord Italia nella 3^ decade di settembre (fig. 2 di p. 113).

Da quanto esposto, e dai dati di corredo, l'anno idrologico 2001-2002 si pone di certo come il più penalizzante per il bilancio nivo-glaciale tra quelli della serie quinquennale di studi presso il sito del Monte Sobretta e in ogni modo come uno dei peggiori degli ultimi cinquant'anni nelle Alpi Lombarde.



Foto 5: una veduta delle montagne della Val Zebù al termine della stagione di ablazione 2002. Si nota come solo l'alta quota sia interessata da copertura nevosa: recente, frutto dei 9 eventi nevosi del mese di agosto, e residua, sia del precedente anno idrologico (2000-2001) sia di quello al termine. Al di sotto dei 3200 m i ghiacciai hanno perso interamente la neve di due stagioni di accumulo. (A. Galluccio, 15 settembre 2002).

Photo 5: a view of the mountains of the Zebù Valley at the end of the 2002 ablation season. Only the higher elevations are covered by recent snow as a result of the 9 snowfalls of August and by residual snow from both the previous hydrological year (2000-2001) and the present one. Below 3200 m the glaciers have completely lost the snow cover of both accumulation seasons. (A. Galluccio, 15th September 2002).

Come di consueto, concludiamo con un cenno sugli esordi meteorologici del nascente anno idrologico 2002-2003. A seguito di un inizio allineato sui valori termici e pluviometrici della normalità (ammesso che ne esista ancora una), annotiamo la più grande nevicata di cui chi scrive abbia memoria: i 750 cm di neve (stimati al sito del Monte Sobretta) caduti nel periodo 13-29 novembre 2002, accompagnati dall'immane episodio alluvionale. Al 31 dicembre 2002, la sommatoria della nuova stagione di accumulo ha già abbondantemente superato quella del pessimo anno idrologico 2001-2002, allineandosi, tra la sorpresa generale, con i dati dell'anno della grande neve (2000-2001), considerato irripetibile. Evidentemente, la variazione climatica in atto non ha ancora dispiegato tutte le proprie potenzialità.

Ringraziamenti

A 5 anni dalla accensione della convenzione con il Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio, ci preme ringraziare i tecnici nivologi (E. Meraldi, A. Praolini, F. Berbenni, S. Urbani) e il Dott. G. Peretti per la costanza e la precisione dell'insostituibile lavoro svolto, oltre che per la co-paternità di queste note. Un grazie anche ad A. Almasio, M. Merati e V. Paneri per la rilettura critica del testo.

BIBLIOGRAFIA

- GALLUCCIO A., BONETTI L., COLA G., BONARDI L., MERALDI E., BERBENNI F., D'ADDA S., BUTTI M., ELLI G., LONARDO C. (1999) - *L'evoluzione dell'accumulo nevoso annuale nel bacino collettore: un contributo integrativo al monitoraggio delle variazioni dei ghiacciai alpini*, Neve e Valanghe, n. 38, 1999, Trento.
- GALLUCCIO A., BONARDI L., D'ADDA S., COLA G., BONETTI L. ET ALII (1999) - *Anno idrologico 1997-1998: nota nivo-meteorologica nelle Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis II, Milano.
- GALLUCCIO A., ALMASIO A., BONETTI L., BONARDI L., D'ADDA S., COLA G., BUTTI M., LONARDO C., ELLI G., MERALDI E., BERBENNI F. (2000) - *Anno idrologico 1998-1999: nota nivo-meteorologica nelle Alpi Centrali italiane*, Terra glaciälis III, Milano.
- GALLUCCIO A., ALMASIO A., BONETTI L., BONARDI L., COLA G., PRAOLINI A. (2001) - *L'anno idrologico 1999-2000 nelle Alpi lombarde: nota nivo-meteorologica*, Terra glaciälis IV, Milano.
- GALLUCCIO A., ALMASIO A., BONETTI L., BONARDI L., COLA G., PRAOLINI A. (2002) - *L'anno idrologico 2000-2001 nelle Alpi lombarde: nota nivo-meteorologica*, Terra glaciälis V, Milano.

ABSTRACT

L'anno idrologico 2001-2002, nelle Alpi Centrali italiane, si presenta come uno dei più sfavorevoli degli ultimi decenni in merito alla dinamica di accumulo e ablazione dei ghiacciai. Una stagione fredda secca e l'intenso periodo caldo della seconda e terza decade di giugno 2002 fanno sì che, all'inizio dell'estate, la neve stagionale sia già scomparsa al di sotto dei 3000 m di quota. Fonde anche una parte consistente del nevato residuo dell'anno idrologico 2000-2001, che permane comunque a ricoprire parzialmente molte superfici glaciali, limitando il decremento di massa. Il mese di agosto ha un andamento meteorologico conservativo per l'ambito glaciale e la fase di ablazione termina precocemente.

Parole chiave: *anno idrologico 2001-2002, cronaca nivometeorologica, Alpi Centrali italiane*

The 2001-2002 hydrological year on the Italian Central Alps is considered amongst the most negative years of the past decades in terms of glacial accumulation and ablation dynamics. Following a dry and cold season and an unusually warm period in the second and third ten days of June 2002, the beginning of summer saw no seasonal snow below 3000 m of altitude. A considerable part of the residual snowfield of the 2000-2001 hydrological year was also melted, though it somehow managed to provide a partial cover to many glaciers, thus limiting mass shrinkage. The month of August registered a moderate weather course and the ablation phase ended early.

Key words: *2001-2002 hydrological year, snow-weather chronicle, Italian Central Alps*

L'année hydrologique 2001-2002 chez les Alpes Centrales Italiennes a été parmi les plus négatives des dernières décennies au niveau de l'accumulation de la neige et de l'ablation des glaciers. La saison froide de sécheresse et la période très chaude pendant la deuxième et la troisième décennie de juin 2002 ont causé la disparition de la neige de la saison au dessous des 3000 m d'altitude. Les restes neigeux de l'année hydrologique 2000-2001 ont partiellement fondu, la partie restante limite le décretement de masse. Au mois d'août la situation météorologique favorise la conservation des glaciers et la phase d'ablation se termine précocement.

Mots clés: *année hydrologique 2001-2002, chronique nivométrologique, Alpes Centrales Italiennes*

Antonio Galluccio (*), Luigi Bonetti (**), Luca Bonardi (*), Giuseppe Cola (*), Guido Catasta (*)

THE 2001-2002 HYDROLOGICAL YEAR ON THE LOMBARDY ALPS: SNOW-WEATHER REPORT

2002 Glaciological Campaign on the Italian Central Alps (Lombardy)
by the SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO and by the
CENTRO NIVOMETEOROLOGICO REGIONALE DI BORMIO

1 - INTRODUCTION

From a glaciological point of view, the snow-weather course of the 2001-2002 hydrological year was so disappointing that its description could have taken just a few words: a little bit of snow in a cold beginning of September, a long winter drought, a late humid spring, a torrid month of June followed by "typical" July and August. In short, it snowed considerably only in May, but that snow was negligible in terms of glacial balance, as it melted away in just fifteen days under the heat of an early summer, hardly ever so hot in the last century. Such a brief description would however not be fair both towards the natural phenomena themselves and those who, immodestly, would like to study and understand what happened. Inside the weather chronicle we find important events which necessarily lend themselves to comparisons and considerations. Thus, it is better to proceed chronologically, notwithstanding that this was, nevertheless, one of the most negative years ever registered for the snow-ice balance of the Italian Central Alps. As already mentioned, September was cold and fairly humid; couldn't that be the best possible start for the new 2001-2002 hydrological year? Such encouraging beginning was not followed up; October and November were dry, depriving the Lombardy glaciers of a most valuable snow accumulation. October was also very lukewarm, if not warm; ablation on the glaciers started again, though with moderate effects (the sun was already low on the horizon); however this should not be underestimated, especially for those units facing south and east. December and January were mostly sunny (photo 1) with minimal snowfalls and plenty of cold days; a snowstorm on 13th December, triggered off by the *Burian* - the wind from the steppes, paralysed the Po valley but barely touched the mountains. In the following weeks, the weather remained cold and windy, so, on 19th February, the seasonal accumulation at the Monte Sobretta site (3180 m a.s.l.) amounted to 62 cm only. No improvements in March and April either, with 92 cm measured on 5th March and 93 cm on 5th April. No increase was therefore registered in a period essential for the build-up of the annual maximum, normally reached at the end of May. Only at the beginning of May the first true snowfall occurred, followed by limited recurrences for most of the month. Early June (from 3rd to 9th) added one metre of snow, but it was already too late: the season had been jeopardized right from the beginning.

When the heat began, these much too recent snow layers underwent *melting and regelation metamorphism*, which meant that a uniform crystallographic condition affected the whole cover, putting it at the mercy of the thermal factor. Between 14th and 24th June, an unfavourable African anticyclone blew its torrid air over Italy; copious melt water percolated inside the accumulated base and, without night regelation for nearly fifteen days, undermined it from the bottom. After two weeks, the annual snow had disappeared below 3000 m and, on the southerly slopes, from even higher altitudes.

Once more, we cannot but stress the importance of June's weather in deciding the fate of any snow season at medium latitudes. Snow melting peaks in this period of the year; it couldn't be otherwise considering that (i) the sun is at the zenith (the longest days of the year), (ii) the sun's radiation reaches its maximum and (iii) the reflection of the incident rays is minimal. The snow absorbs a greater quantity of heat, melting on the surface and, should night regelation occur, becoming quickly compacted. But, having no frost for many consecutive days coupled with a snow blanket of insignificant thickness and density, the beginning of the 2002 summer brought along a real disaster. The peak of this torrid phase was registered on 23rd, with 36 °C in Milan and 30 °C in Bormio; the mountain streams, running unusually swollen, were registering the event in real-time: the whole winter cover was flowing to the sea. The same event occurred slightly later, in July, at the higher altitudes of Monte Sobretta (3200 m). The annual snow disappeared on the 17th, then the firn was attacked and completely melted down on 5th August, at the measuring rod nr. 2 (fig. 3).

Photo 1: see page 96

Torrid June was followed by a July and August which, indeed, produced mid-summer temperatures in line with the statistical mean values. August could even be considered not-too-negative; it was very variable in the mountains, with remarkable turbulence in the Po valley where heavy showers, rainstorms and whirlwinds

(*) Servizio Glaciologico Lombardo. Antonio Galluccio: antonio.galluccio@libero.it; Luca Bonardi: ilbonardi@yahoo.com; Giuseppe Cola: dosegu@libero.it. (**) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: aineva@regione.lombardia.it.

seemed endless. Snowfalls on 9th, 10th and 11th were nice and healthy; 70-90 cm of fresh snow slowed the rate of ablation, if not ending it at all. (photo 2). September, too, did not show any special trend; it went by quietly and in line with the mean values for such month: it is however necessary to report the significant cooling occurred in the third decade of the month. This put an early and final stop to ablation.

Photo 2: see page 97

With the above events in mind, the glaciers of Lombardy, in the early days of July, were showing scarce and thin seasonal residual covers only above 3000-3200 m of altitude. The general aspect of the mountains was, however, not as barren as in other dry and warm seasons (e.g. 1998), thanks to the *wonderful snow cover* of the previous hydrological year which, with few exceptions, was still blanketing the glacial masses. Precise measurements at the appointed snow-sites clearly evidenced that, after the torrid events of June, the 2000-2001 firn was considerably reduced, not only in thickness but also in extension. Still, during the 2001 summer, firn had remained almost untouched despite temperatures much higher than those registered in August 2002. The difference was that melt waters coming from the scarce and recent snow had infiltrated the upper layers of the underlying firn, thus compromising its solidity. Although the firn had a reflection index lower than that of the May snow, it would probably have fared better against June's heat if it did not have the seasonal snow blanket, insufficient and characterised by an unfavourable crystallographic structure (photo 3). The experience of two years with opposite trends – as never before - added a further piece of knowledge to this subject, i.e. any increase of the snow-mass should be evaluated, in terms of glacial dynamics, only after one or two years. The following seasons must, indeed, guarantee its total or partial preservation.

The analysis of meteorological data for the 2001-2002 year did not fully evidence the dramatic lack of old snow on Lombardy glaciers, its cover virtually gone by the end of summer. Although the autumn-winter drought was evidenced by the pluviometric values from the S. Antonio di Valfurva station (table 1 and fig. 2) and from the estimated snowfalls at the Monte Sobretta site (table 2), it must be remarked that their overall yearly values were basically in line with the reference averages. Both the figure reflecting the accumulation period on the glaciers and the total figure for the hydrological year were exceeding the 1987-2000 average. One could, in fact, see that a partial off-set of the dry winter season had occurred in the May-June timeframe, though the abundant snowfalls came too late to produce an accumulation capable of effectively withstanding the summer ablation. The thermal data (fig. 1) showed a slight increase above the reference average, though a strong one if compared to the previous year, especially for February (+ 2,3 °C) and June (+ 2,8 °C).

A superficial analysis of the weather, based on a multiannual comparison and not supported by snow data, could be misleading, as the 2001-2002 hydrological year was only slightly less humid than usual and as much warm, but the field data registered at the investigation sites told of a different season. The surveys carried out at the Monte Sobretta site left no doubts (fig. 3); the year was disastrous from the point of view of the snow, losing not only the whole seasonal accumulation but also the previous one (identified on the graph by a horizontal line)² and registering a new phase of ice melting after the partial recovery of the 2000-2001 hydrological year. On the whole, considering snow, firn and ice, the thickness was reduced by about 4 m! The importance of snow measurements was confirmed once again, this being the only way to (i) measure the amount of snow, (ii) analyse the characteristics of the seasonal snow blanket and (iii) describe its real evolution.

Tab. 1: see page 98

2 - CONCLUSIONS

So far we have seen the most negative year in terms of snow-ice dynamics within the series of the Monte Sobretta surveys, which started in the 1997-1998 hydrological year. These measurements were in line with other observations made at the snow sites of Lupo glacier (Alpi Orobie), Vazzeda glacier (Disgrazia-Mallero), Suretta South glacier (Spluga) and Central Ferro glacier (Codera-Masino). Data collected at the sites of Upper Scerscen glacier (Bernina) and West Pisgana glacier (Adamello) were slightly less negative, maybe because the two sites lie above 3000 m of altitude.

Matching these measurements against the records of previous decades, though no direct comparison was possible, one could conclude that the above hydrological year was amongst the most negative ones for the Lombardy glacier since the 60's, despite the occurrence of disastrous years such as 1988, 1989, 1991 and 1998. The summer ice melting was somewhat contained thanks to the 2001 firn, which managed to survive in many sites.

Photo 3: see page 99

Fig. 1 and 2: see page 100; fig. 3: see page 101

² these observations are related to the reference rod nr. 2. Other areas of the glacier showed somewhat reduced losses and, in a few cases, some of the 2000-2001 snow cover was preserved.

3 - SNOW-WEATHER CHRONICLE

ACCUMULATION SEASON

The 2001-2002 accumulation season on the Lombardy Alps started early. In the first days of September, light snowfalls occurred almost down to 2000 m of altitude. There were 7 snowfalls (days: 1st, 3rd-4th, 7th-8th, 14th-16th, 18th, 22nd-25th, 29th) at altitudes between 1700 and 2900 m) for an estimated total of 145 cm at the Monte Sobretta site (3180 m a.s.l.). In the meantime the temperatures significantly dropped, increasing again only in the last weekend of the month. At the meteorological station of S. Antonio di Valfurva (1320 a.s.l.) the average monthly temperature was 7 °C, 3 °C lower than the reference average (10,4 °C). At the end of this period, 30-40 cm of very hard snow were registered at 3000 m of altitude. Such a cold and fairly humid start, which definitely ended the summer ablation, was not replicated in the following months. October and November, indeed, stood out for the total lack of snow supplies and, especially October, for higher-than-average temperatures: Milan registered many days with maximum temperatures exceeding 20 °C, while the 18 °C of 1st November forced the media to speculate on the changing weather patterns. The ablation on the glaciers restarted, in some cases to a significant extent. This warm period was less remarkable in S. Antonio: the average temperature for October was 7,9 °C, 1,6 °C higher than the reference average (6,3 °C). After a short cold phase (between 9th and 12th) November was again in line with the average values for the second and the third ten days. The two most important months for quality snow accumulation registered insignificant precipitations, split into 6 events producing an estimated total of 50 cm of fresh snow (4th-9th and 20th-21st October with a very high snow-line, between 2400 and 3300 m; 6th, 9th-11th, 22nd and 28th-30th November with a snowline down to 1300 m of altitude).

Tab. 2: see page 102

At the end of the meteorological autumn, the Lombardy glaciers were thus covered by nearly half a metre of snow, resulting from 2,5 m of solid precipitation, i.e. 15-20% of what would have been necessary for a hypothetical equilibrium, judging on data gathered in the past years. This "base" was absolutely insufficient, although its quality was fairly good (medium-high density). December prolonged the dry pluviometric regime of the first part of the season, though it did not replicate the thermal one. The lack of snowfalls (monthly total: 10 cm, with a snow-line at about 2200 m) was accompanied by very low temperatures, especially in the flatlands, as a result of thermal inversions caused by the high pressure. Temperatures in Milan never raised above 7 °C between 8th and 31st December, with a mean maximum temperature of about 4 °C, while in S. Antonio the average temperature remained 0,8 °C lower than the reference monthly average. The snowstorm which occurred on 13th is noteworthy; it did not hit the mountains at all, but only some sectors of the Po valley. Few centimetres of very cold snow paralysed the cities for 36 hours. The second half of December and the month of January were so cold that the thin snowfall of S. Lucia's day survived for more than a month in some areas, a phenomenon not seen since 1985. The 6th January Milan registered - 8 °C; the 2nd was even colder (down to - 12 °C in other places on the flatland). The 18th and 19th were frosty in Lombardy; a great hoarfrost put an end to this period. In the mountain, January temperatures were, instead, slightly higher-than-average, while the dry regime continued, with the exception of a single, insignificant snowfall on 23rd and 24th January (20 cm).

The first part of winter, like autumn, registered no noteworthy precipitations and the pluviometric balance of the hydrological year showed a remarkable deficit. At the Monte Sobretta site, the snow cover was further thinned by wind erosion on more than one occasion. In February, the concerns for a very negative seasonal course in terms of snow-ice dynamics were unfortunately confirmed. The monthly amount of fresh snow reached a moderate 90 cm and was divided into 5 events (days 5th-6th, 14th-16th, 20th-21st, 23rd-25th and 27th-28th), of which only the first one was fairly consistent (40-50 cm). Meanwhile the thermal regime turned mild again, above all on 7th and 12th while some foehn wind showed up on 23rd-25th. In S. Antonio, the mean monthly temperature was 2,3 °C higher than the average. The increase of the snow cover at Monte Sobretta was insignificant. March started with a good snowfall (60 cm between 1st and 3rd), then it became very lukewarm because of a subtropical anticyclone in the Mediterranean area and some northerly currents of maritime origin. The same had happened many times since 1996; the heat was felt more in the lowlands than in the mountains because it was carried by the foehn wind. Between 11th and 23rd of this month the maximum temperature in Milan never went below 20 °C, reaching 25 °C on 21st. S. Antonio registered 0,8 °C more than the average. Between 22nd and 23rd, 40-80 cm of snow fell (the snowline lowered from 2100 m to the flatland) and a cooler period followed (days 24th-27th).

April, supposedly the meteorological heart of the spring snow accumulation, registered a disappointing pluviometric regime; the total of 100 cm for the month was the lowest value since 1998. Only one significant precipitation occurred (60 cm on 13th-15th), while the other 4 events were very poor (20 cm on 7th-9th; 10 cm on 19th-20th; 10 cm on 26th-27th). The temperature remained cool until the second ten days, with a short cold phase between 9th and 14th (8 °C minimum temperature on the flatland on 9th). The third ten days were instead warm (24,5 °C in Milan on 24th). In the mountains the monthly average was about 0,5 °C higher than the reference value. At the end of April, a snow layer of disheartening thickness (93 cm) covered the Monte Sobretta site. The real snowy winter arrived too late, during the first 12 days of May. Between 3rd and 5th of the month the first real snowfall of the season occurred, dropping 150 cm of fresh snow and causing a flood in the regions of Piedmont and Lombardy, an occurrence becoming unfortunately repetitive at this time of the year. During this climatic phase, the snowline, which initially was set at 2400 m, lowered to 1500 m, as on 4th. The area of the Piedmont lakes and their rivers was particularly hit. Both on the Piedmont and Lombardy side of Lake Maggiore, 650 mm of rain fell in only 36 hours; these values, similar to those measured in Bangladesh, are no longer an exceptional event (see the flood on 14th-15th October 2000). It snowed again between 8th and 11th (30 cm), 19th and 20th (30 cm), 23rd and 28th (90 cm). This latter snowfall was the 3rd most abundant of the year (snowline at about 2000 m). Such events were unusually spaced by quick rise in temperature (up to 27 °C on 17th and 31st). In other words, it either rained heavily or it was hot, just like the tropics. The snow layer covering the site of the Monte Sobretta eventually registered a considerable growth.

ABLATION SEASON

The month of June, considered very important for the snow-ice dynamics at medium latitudes, nearly always registered unstable weather courses. As far as glaciers are concerned, this may mean the end of the accumulation period or, on the other hand, the beginning of the ablation season.

Photo 4: see page 104

Such unusual characteristic had a paroxysmal example in 2002. The month started with a short period of strong melting at high altitude (1st and 2nd); it then continued with the second most abundant snowfall of the hydrological year, whitening Livigno on 6th (from 3rd to 9th: 100 cm with snowline between 1800 and 3000 m). Between 10th and 12th the temperature suddenly increased by 8-10 °C, topping 28 °C on the flatland on 12th.

A very hot period ensued, with temperatures constantly above 30 °C on the flatland (33 °C and higher between 17th and 24th), reaching 36 °C in Milan on 23rd (this being the relative maximum since July 1983). According to our evaluations, below 2900-3000 m all the accumulated snow melted in just 12 days (from 13th to 24th of the month) and with it, at lower elevations, went some of the great and abundant firn cover of the previous year (2000-2001, *the year of the great snow*). The seasonal snow cover was reduced by 80% on the Monte Sobretta. The mountain streams were frightening; luckily, and by a small margin, no disastrous floods occurred. Such extraordinary course is confirmed by plotting the thermal 0 °C line; as indicated in fig. 2 (see page 113), the anomaly is very clear. For several days, even the ice cap of the Mont Blanc underwent a melting phase. Temperatures in Milan were in line with those of Tunis. In S. Antonio, the month of June was 3 °C warmer than average. The month of July was, instead, "normal"; no peaks of heat were registered (maximum of 31 °C only on 10th-12th and 29th) and two snowfalls whitened the mountains above 2900-3000 m of altitude (20 cm on 3rd-7th; 50 cm on 12th-18th). Strong melting was registered at high altitude only during a single, short period (9th-12th).

August, as it normally happens, was very variable; depressions were predominant, both on a large and local scale. People dwelling in the large cities of the Po valley called this month "horrible" while those in the mountain only perceived a moderate turbulence. Frequent rains, almost daily for extended periods, dropped very heavy and severe rainstorms on the flatland and squalls in the mountains. Nine snowfalls occurred, 8 of which limited to the higher elevations (above 3200-3300 m) and melting in one or two days on the sunny slopes. The remaining snowfall (70 cm on 9th-11th, the 4th most abundant of the hydrological year), whitened the Lombardy mountains above 2400 m of altitude, thus considerably slowing down the ablation for about 10 days. This summer snow did not melt on the ice walls and in the upper sectors of the accumulation basins. The month of August was 0,7 °C cooler than usual in S. Antonio. Finally, 70 cm of snow fell between 3rd and 11th (it snowed on 3rd, 4th, 9th, 11th totalling 50 cm) and 22nd-24th of September (20 cm of snow at 1400 m of altitude) putting an end to the 2002 ablation season while the cold phase hitting Northern Italy in the third ten days of September prevented any new occurrence of ablation (fig. 4). From the above chronicle and from additional data, the 2001-2002 hydrological year, in terms of snow-ice balance, was certainly the most unfavourable in the 5-year series of measurements at the Monte Sobretta site and, at any rate, one of the worst years ever for the Lombardy Alps.

Photo 5: see page 105

As usual, a few words on the new 2002-2003 hydrological year: after an initial start in line with the normal thermal and pluviometric values (assuming that we can still rely on the mean values accumulated so far) we should mention the most abundant snowfall the authors can ever remembered. 750 cm of snow (estimated at the Monte Sobretta site) fell in the period 13th-29th November 2002, with the inevitable chain of floods at lower elevations. On 31st December 2002, total snowfalls for the on-going accumulation season already largely exceeded those of the whole, negative 2001-2002 hydrological year, being surprisingly in line with the figures recorded in *the year of the great snow* (2000-2001), which was considered "unique". Obviously, the ongoing weather patterns have not shown their full potential yet.

Credits

Five years into the agreement with the Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio, we would like to express our gratitude to the snow technicians (E. Meraldi, A. Praolini, F. Berbenni, S. Urbani) and to Dr G. Peretti, co-author of this paper, for the continuity and precision of their precious work. Thanks also to A. Almasio; M. Merati and V. Paneri for the critical reading of the text.

REFERENCES and ABSTRACT (see page 106)

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2002

Settore Alpi Centrali italiane

*Coordinamento scientifico, elaborazione di testi e dati /
Scientific co-ordination, text preparation and data processing:*
Antonio Galluccio, Luca Bonardi

Coordinamento logistico-operativo / Logistical-operative co-operation:
Emanuele Congiu, Massimo Urso, Valerio Paneri, Stefano D'Adda, Mario Butti

Nivometeorologia / Snow-meteorology:
Luigi Bonetti, Antonio Galluccio, Andrea Almasio, Luca Bonardi, Stefano D'Adda, Eraldo Meraldi, Flavio Berbenni, Alfredo Praolini, Giuseppe Cola, Mario Butti, Giordano Elli, Mario Monfredini, Emiliano Zucchini, Emanuele Congiu, Valerio Paneri, Roberto Peja, Bruno Rosa, Margherita Maggioni, Paolo Piccini

ELENCO DEGLI OPERATORI IMPIEGATI, PER SETTORE MONTUOSO / LIST OF THE OPERATORS INVOLVED IN THE VARIOUS MOUNTAIN SECTORS

(52 operatori / operators; 3 accompagnatori / accompanying)

SPLUGA-LEI (7): E. Congiu, M. Felisa, G. Ghielmi, M. Lojacono, E. Paini, P. Piccini, C. Salmoiraghi; CODERA-MASINO (5): G. Elli, F. Rossini, C. Scolari, M. Urso; DISGRAZIA-MALLERO (6): A. Almasio, M. Butti, F. Cambieri, M. E. Peroschi, V. Mariani, M. Urso; BERNINA (7): S. Alberti, M. Butti, G. Catasta, G. Paneri, V. Paneri, R. Peja, B. Rosa; SCALINO-PAINALE (2): M. Butti, M. E. Peroschi; DOSDE²-LIVIGNO (12): V. Bianchi, L. Bonetti, P. Farioli, A. Galluccio, G. Grazi Lonardo, C. Lonardo, M. Marzorati, A. Molteni, S. Ratti, L. Trada, S. Zocchetti; ORTLES-CEVEDALE (15): S. Bettola, V. Bianchi, L. Bolognini, L. Bonetti, A. Borghi, R. Bottio (acc.), G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), G. Catasta, G. Cola, P. Farioli, A. Galluccio, A. C. Galluccio, I. Galluccio, S. Mauri, C. Molinari; OROBIE (7): M. Butti, C. Ciapparelli, S. D'Adda, A. Galluccio, M. Merati, P. Previtali, F. Mocci; ADAMELLO (10): A. Galluccio, K. Gunnarsson (acc.), G. Di Gallo, F. Di Gallo (acc.), M. Maggioni, M. Monfredini, M. Pala, F. Pelosato, P. Piccini, F. Rota Nodari, E. Zucchini.

N.B.

L'anno idrologico 2000-2001, con il suo inatteso e magnifico carico di neve vecchia, che ha privilegiato soprattutto le Alpi Centrali, fino a oggi ha costituito l'unica vera eccezione all'interno di un periodo ventennale sfavorevole alla conservazione del glacialismo. Ciò ha proposto alcuni problemi di carattere interpretativo (distinzione tra le diverse compagini nevose annuali, stima quantitativa del bilancio di massa), e uno ancor maggiore nel trattamento dei dati sintetici, secondo quanto segue.

Il metodo adottato dal Servizio Glaciologico Lombardo utilizza la stima del bilancio di massa annuale del singolo ghiacciaio (la cosiddetta *fase dinamica*) per comporre quello complessivo regionale, anno per anno. Sino all'estate del 2000, il fatto che la fase dinamica indicata per la singola unità si riferisse a un periodo annuale (ad esempio un rilievo del 2000 nei confronti di uno del 1999) o pluriennale (sempre per il 2000 nei confronti del 1998, 1997 ecc.) non ne cambiava il segno, trattandosi sempre di decremento. Qualche eccezione ha potuto anche verificarsi, ma è stata di entità trascurabile, tale da non modificare il trend. Si scelse allora di non distinguere tra rilievo annuale e pluriennale, cosa che comunque andava fatta sebbene molto grande sia la percentuale sul totale degli apparati visitati e piccola quella dei confronti eseguiti con intervalli superiori al biennio.

L'interposizione dell'anno idrologico 2000-2001, connotato da un residuo nevoso estivo mai osservato negli ultimi venti anni, obbliga a mutare indirizzo, in quanto non possono confluire nello stesso contenitore valutazioni relative a confronti tra il presente e situazioni passate più favorevoli (2001) e viceversa sfavorevoli (2000 e precedenti). Nel caso specifico (2002), il segno dell'annata è inequivocabilmente negativo e non può essere "inquinato" da quei giudizi di fase dinamica positiva (20 unità circa) che recano alcuni degli apparati osservati nel 2000 e non nel 2001.

Tra l'altro, tale operazione rende necessaria anche una revisione del passato (almeno sino al 1991) al fine di uniformare il metodo. Per questi motivi, nelle tab. 3 e 6 si è praticata la distinzione tra il confronto riferito al 2001 (cioè all'anno immediatamente precedente quello del rilievo in oggetto) e il confronto riferito a situazioni più lontane, pluriennali: quest'ultimo non entrerà nella elaborazione statistica.

Il metodo suddetto verrà invariabilmente applicato negli anni a venire.

AVVERTENZE PER LA LETTURA

a - PARTE GENERALE

La parte generale contiene i dati complessivi di campagna (cap. 1), l'analisi delle variazioni del campione complessivo controllato (cap. 2) e dei soli ghiacciai-campione (cap. 3). La metodica adottata dal Servizio Glaciologico Lombardo prevede che il giudizio sulla fase dinamica annuale del singolo ghiacciaio venga espresso sulla base delle evidenze morfologiche sia alla fronte sia nel bacino di accumulo (osservazioni dirette, misure frontali, fotocartografia, rilievi nivologici): la terminologia è contenuta nella tab. 1. Inoltre, per uniformità con la metodica in uso nei riepiloghi nazionali del Comitato Glaciologico Italiano, vengono aggiunte le tab. 5, 6, 7 e la fig. 1 che illustrano le sole variazioni frontali dei ghiacciai (in questo caso la fase dinamica corrisponde al segno algebrico: 0 m: *stazionario*; segno -: *in ritiro*; segno +: *in avanzata*). Segue un commento generale sull'andamento del glacialismo lombardo nell'anno idrologico 2001-2002 (cap. 4). Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi vengono illustrate nella parte sistematica (cap. 5).

b - TABELLE DI RIEPILOGO (pag. 130)

Le tabelle sono 2: la prima contiene i dati dei rilievi degli apparati la cui ultima visita precedente è avvenuta nel 2001; la seconda contiene i dati di confronto con visite antecedenti il 2001. Per il singolo ghiacciaio vengono indicati: il *numero di catasto*, la *data del rilievo*, la *variazione frontale media annua* (tra parentesi è indicato l'anno di riferimento se diverso dal 2001), la *fase dinamica*, la quota della *snow-line* (Q.s.l.), la *quota minima della fronte* (QMF), una breve nota di sintesi.

c - PARTE SISTEMATICA (cap. 5, pag. 135)

Al testo esteso vengono affidati esclusivamente i rilievi di quei ghiacciai che hanno mostrato modificazioni o fenomeni di particolare interesse. Nella gran parte dei casi, essi trovano riscontro nelle fotografie di corredo.

stazionario <i>unchanged</i>	S	Nessuna variazione morfologica significativa rispetto al controllo precedente. Neve vecchia abbondante <i>No relevant morphological variation compared to the previous check. Abundant old snow</i>
incremento lieve <i>slight growth</i>	IL	Neve vecchia su buona parte del ghiacciaio: lieve incremento del nevato rispetto all'anno precedente <i>Old snow on most of the glacier: slight increase of the firm compared to the previous year</i>
incremento moderato <i>moderate growth</i>	IM	Neve vecchia estesa all'intero corpo glaciale; fronte in progresso rispetto all'anno precedente <i>Old snow covering the whole of the glacier body; growing snout compared to the previous year</i>
incremento forte <i>considerable growth</i>	IF	Neve vecchia sull'intero corpo glaciale e anche sul terreno circostante; fronte in evidente avanzata <i>Old snow covering the whole of the glacier body and the surrounding area; clearly growing snout</i>
decremento lieve <i>slight shrinkage</i>	DL	Neve vecchia scarsa, lieve ritiro della fronte; oppure fronte stabile ma modesta riduzione di spessore <i>Little old snow, shrinking snout; or unchanged snout but good thickness reduction</i>
decremento moderato <i>moderate shrinkage</i>	DM	Neve vecchia molto scarsa o assente, sicuro ritiro della fronte; riduzione di spessore e superficie <i>Very little or no old snow, certain snout shrinkage, thickness and surface reduction.</i>
decremento forte <i>considerable shrinkage</i>	DF	Neve vecchia assente, forte ritiro frontale, oppure fronte stabile ma riduzione di spessore e superficie <i>No old snow, great snout shrinkage, or unchanged snout but thickness and surface reduction</i>
incerto <i>uncertain</i>	I	Il segno della fase dinamica annuale è dubbio (per dati incerti, copertura morenica, altro) / <i>The sign of the annual dynamic phase is doubtful (because of uncertain data, morainic cover, other reasons)</i>
estinto / <i>extinct</i>	E	Estinto nell'anno in corso / <i>Extinct during the ongoing year</i>
estinto (conferma) <i>extinct (confirmed)</i>	EC	Già estinto nell'anno precedente / <i>Already extinct in the previous year/s</i>
unità di nuova identificazione <i>newly identified unit</i>	neo	Rinvenuta per la prima volta in assoluto o riconosciuta come a sé stante nell'anno in oggetto / <i>Identified for the very first time or recognized as independent unit in the ongoing year</i>
Forme glaciali minori: serie 8000.0 (massa glaciale non catastabile: M.G.N.C.); serie 9000.0 (sito a potenzialità nivo-glaciale: S.P.N.G.). Per queste due serie la fase dinamica non viene indicata / <i>Minor glacial formations: series 8000.0 (glacier mass which cannot be registered in the cadastre: M.G.N.C.); series 9000.0 (site with snow-glacial capacity: S.P.N.G.). The dynamic phase is not indicated for these two series.</i>		

Tab. 1 - indici sintetici utilizzati per definire la fase dinamica annuale dei ghiacciai lombardi: sigle e significati.

Tab. 1: synthetic indexes used to determine the annual dynamic phase of the glaciers in Lombardia: abbreviations and meaning.

1 - DATI GENERALI / GENERAL FIGURES (Tab. 2)

Totale delle osservazioni compiute Total surveys : 240	GHIACCIAI OSSERVATI / CHECKED GLACIERS:	170
	- confronto 2002-2001 / comparisons 2002-2001	115
	- confronto 2002-annate precedenti il 2001/ comparisons 2002-2000 or 199x	55
	- ghiacciai esistenti al 2001 / existing glaciers in 2001:	113
	- unità di nuova identificazione (2002) / newly identified units (2002):	2
	- ghiacciai sottoposti alla sola osservazione fotografica / glaciers checked only through photographic monitoring:	70

operatori impiegati: 55; numero delle giornate di rilievo: 139; numero totale delle inquadrature fotografiche: 453
operators involved: 55; days for measurements: 139; pictures taken: 453

1b - DATI DI VARIAZIONE / PROVED VARIATIONS

	Unità osservate / surveyed units:	104	%
D	Ghiacciai in decremento / shrinking glaciers:	93	(89,4)
S	Ghiacciai stazionari / unchanged glaciers:	7	(6,7)
I	Ghiacciai in incremento / growing glaciers:	1	(0,9)
X	Ghiacciai incerti / uncertain glaciers:	2	(2,0)
E	Ghiacciai estinti / extinct glaciers:	1	(0,9)

Tab. 3: campagna glaciologica 2002 in Lombardia: sintesi dei dati di variazione del campione complessivo dei ghiacciai osservati.
Tab. 3: 2002 glaciological campaign in Lombardy: summary of changes within the bulk of surveyed glaciers.

2- ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE: CAMPIONE COMPLESSIVO /
ANALYSIS OF THE GENERAL VARIATION FIGURES: OVERALL SAMPLE

Settore montuoso mountain sector	N. totale unità osservate checked units	Confronto 2002-2001 comparison 2002-2001								Confronto 2002 < 2001 comparison 2002<2001	Osservazioni fotografiche photographic monitoring	n. totale osserv. total checks
		Dati di variazione variations (104 unità / units)										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
		T	D	X	I	S	E	F.G.M. minor units	NEO new units			
Spluga- Lei	11	6	6	-	-	-	-	-	-	5	-	11
Codera-Mas.	5	3	3	-	-	-	-	-	-	2	21	26
Disgrazia-Mall.	20	18	16	-	-	2	-	-	-	2	7	27
Bernina	9	9	8	-	-	-	-	-	1	-	3	12
Scalino-Pain.	1	1	1	-	-	-	-	-	-	-	5	6
Dosde-Piazzì	12	9	7	-	-	1	-	1	-	3	11	23
Livigno	20	7	4	-	-	-	1	2	-	13	-	20
Ortles-Cev.	40	34	26	2	1	1	-	3	1	6	10	50
Orobie	18	15	13	-	-	1	-	1	-	3	12	30
Adamello	34	13	9	-	-	2	-	2	-	21	1	35
Totali	170	115	93	2	1	7	1	9	2	55	70	240
%			89,4	2,0	0,9	6,7	0,9					

Tab. 4: dati relativi alla fase dinamica dei ghiacciai lombardi osservati nel 2002. Si noti la distinzione tra i rilievi eseguiti nei confronti del 2001 e quelli nei confronti degli anni precedenti al 2001 (vedi testo). LEGENDA (colonne): 1: settore montuoso; 2: n. totale dei rilievi (somma delle colonne 3 e 11); 3: n. dei ghiacciai con precedente rilievo eseguito nel 2001. Tra questi: 4: unità in decremento; 5: unità in fase incerta; 6: unità in incremento; 7: unità stazionarie; 8: unità estinte nell'anno (solo le colonne dalla 4 alla 8 forniscono un dato di variazione: 104 unità). 9: forme glaciali minori; 10: unità di nuova identificazione; 11: n. dei ghiacciai osservati con precedente rilievo anteriore al 2001; 12: osservazioni fotografiche; 13: n. totale delle osservazioni (somma delle colonne 2 e 12).

Tab. 4: 2002 summary of the dynamic phase of Lombardy glaciers. Please note the split between comparisons with 2001 and comparisons with years prior to 2001 (see text). LEGENDA (columns): 1: mountain sector, 2 checked units (sum of columns 3 to 11); 3: number of glaciers with previous 2001 surveys; 4: shrinking glaciers; 5: uncertain status; 6: growing glaciers; 7: unchanged glaciers; 8: extinct glaciers in 2002 (only columns 3 to 8 provide details of variations occurred to the 104 glaciers); 9: minor glacial units; 10: new glacial units; 11: number of glaciers with previous surveys made before 2001; 12: photographic observations; 13: totals (sum of columns 2 and 12).

3 - ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE: GHIACCIAI-CAMPIONE /
ANALYSIS OF THE VARIATION FIGURES: SAMPLE GLACIERS

GRUPPO I (24 unità) / GROUP I (24 units)			GRUPPO II (24 unità) / GROUP II (24 units)			GRUPPO III (29 unità) / GROUP III (29 units)		
unità glaciali / units	variazione media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.	unità glaciali / units	variazione media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.	unità glaciali / units	variazione media segnali (anno) / mean variation (year)	variaz. media annua / average annual variat.
Ventina	- 9 (2000)	- 4,5	Sivigia Nord-Est	- 3	- 3	Tambò Inf.	+ 3 (2000)	+ 1,5
Vazzeda	- 30 (97-98)	- 7	Passo di Bondo	- 7,5 (2000)	- 4	Punta Baroni	+ 22 * (2000)	+ 11
Scerscen Inf.	- 32,5	- 32,5	Pioda Sud	- 37 (2000)	- 18,5	C. Fontana N	- 31	- 31
Fellaria Ovest	- 26	- 26	Predarossa	- 13	- 13	Campaccio	+ 85 * (2000)	+42,5
Caspoggio	- 29,5	- 29,5	Cassandra Est	- 3 (2000)	- 1,5	Sasso Torto	- 11	- 11
Scalino	- 18 (1998)	- 4,5	Disgrazia	+ 4 (2000)	+ 2	Verva Magg.	+ 42,5 * (1999)	+ 14
Campo Nord	- 9 (2000)	- 4,5	Sissone	- 21 (2000)	- 10,5	Montagna V. II	- 5 (2000)	- 2,5
Castelli Ovest	+ 19,5 * (2000)	+ 10	Scerscen Sup.	- 30	- 30	Fora	- 10,5 (2000)	- 5,5
Gran Zebrù	- 5,5 (C)	- 5,5	Val Viola Est	- 1 (2000)	- 0,5	S. Giacomo E	- 33 (2000)	- 16,5
	- 9,5 (W) (2000)	- 5	Val Viola Ovest	+ 2 (2000)	+ 1	S. Giacomo W	- 6,5	- 6,5
Cedec	- 10 (S)	- 10	Zebrù	- 4	- 4	P. Tresero SW	- 3	- 3
	- 10 (N) (2000)	- 5	Castelli Est	- 4 (2000)	- 2	Miller Inf.	+ 1,5 * (2000)	+ 1
Palon Mare	- 13,5	- 13,5	Rosole	- 19,5	- 19,5	Scais	- 1 (1999)	- 0,5
Forni	- 23,5	- 23,5	Col de la Mare I	- 15,5	- 15,5	Dente di Coca	- 10,5	- 10,5
Tresero	+ 2	+ 2	P.ta Pedranzini	- 9	- 9	* apposizione di nevato pluriennale davanti alla fronte e a contatto con essa, impenetrabile alla sonda (densità > di 650 kg/m³) * pluriannual snow with density > 650 kg/m³ in front of the snout and in direct contact with it		
Dosegù	- 28,5	- 28,5	Alpe Sud	- 3 (2000)	- 1,5			
Sforzellina	- 4,5	- 4,5	Savoretta	+ 50 * (2000)	+ 25			
Pisgana Ovest	- 65 (2000)	- 32,5	Pisgana Est	- 8 (1999)	- 2,5			
Venerocolo	- 9,5 (2000)	- 5	Lupo	- 16	- 16			
Adamello	- 10,5	- 10,5	Porola	- 22 (2000)	- 11			
Marovin	+ 1 (2000)	+ 0,5						

Tab. 5: campagna glaciologica 2002: variazioni lineari delle fronti dei ghiacciai-campione lombardi.

Tab. 5: 2002 glaciological campaign: snouts variations of Lombardy sample glaciers.

Variazioni rispetto al 2001 / variations versus 2001:	24	ritiro / shrinkage: 23 (95,6 %)	avanzata / growth: 1 (4,4 %)	stazionari / unchanged: 0
Variazioni con anni precedenti il 2001 / variations versus years before 2001:	29	ritiro / shrinkage: 19 (65,5 %)	avanzata / growth: 10 (34,5 %)	stazionari / unchanged: 0

Tab. 6: trattamento dei dati della tab. 5, rispetto al 2001 e agli anni precedenti il 2001.

Tab. 6: summary of tab. 5 data versus 2001 and prior years.

anno / year	N. ghiacciai in ritiro / Nr of shrinking glaciers	N. ghiacciai in avanzata / Nr of growing glaciers	N. ghiacciai stazionari / Nr of unchanged glaciers	N. totale ghiacciai misurati / Nr of checked glaciers	% ritiro / shrinkage	% avanzata / growth	% stazionari / unchanged
1990	35	3	2	40	87,5	7,5	5,0
1991	23	1	2	26	88,5	3,8	7,7
1992	33	1	1	35	94,4	2,8	2,8
1993	32	2	2	36	88,8	5,6	5,6
1994	39	3	5	47	83,0	6,4	10,6
1995	38	2	4	44	86,4	4,5	9,1
1996	48	3	1	52	92,3	5,8	1,9
1997	37	17	1	55	67,3	30,9	1,8
1998	53	6	2	61	86,9	9,8	3,3
1999	47	4	6	57	82,5	7,0	10,5
2000	53	2	2	57	93,0	3,5	3,5
2001	14	8	2	24	58,3	33,3	8,4
2002	42	11	0	53	79,2	20,8	0

Tab. 7: le variazioni frontali dei ghiacciai lombardi negli ultimi dodici anni: la fase dinamica è espressa secondo il segno algebrico (vedi "Avvertenze per la lettura", par. A).

Tab. 7: the variations of the snouts of the glaciers in Lombardia over the past twelve years. The dynamic phase is expressed according to the algebraic sign (see "Reading instructions", par. A).

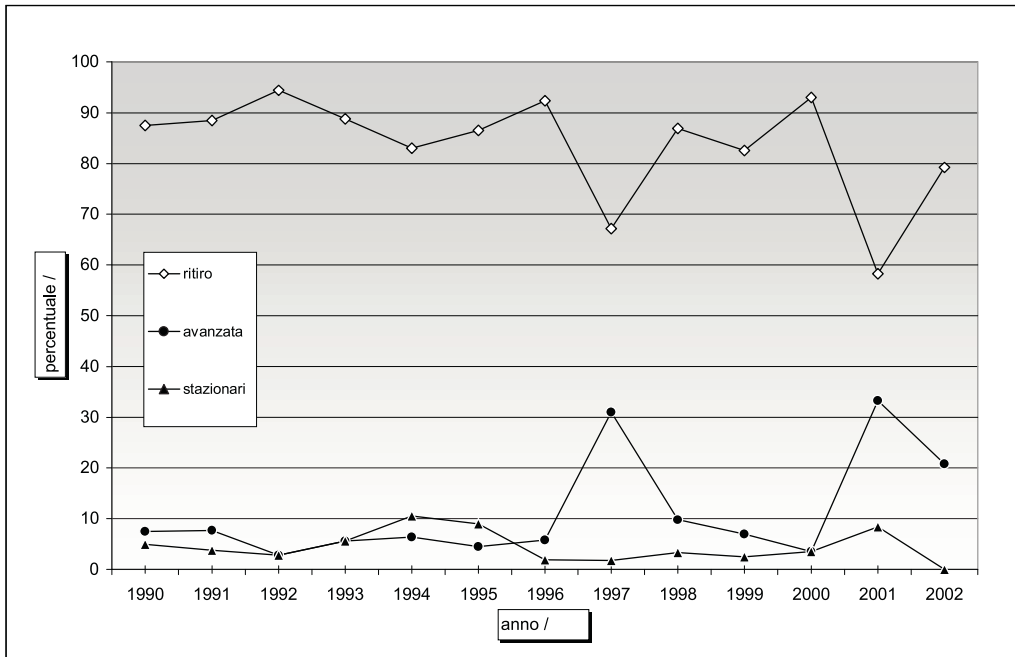


Fig. 1: le variazioni frontali dei ghiacciai-campione lombardi negli ultimi dodici anni.

Fig. 1: snouts variations of Lombardy sample glaciers over the past twelve years.

4 - ANNO IDROLOGICO 2001-2002: ANDAMENTO DELLA COPERTURA NIVO-GLACIALE DELLA LOMBARDIA

4.1 - INTRODUZIONE

L'anno idrologico 2001-2002 nelle Alpi Centrali italiane è stato assai sfavorevole per le dinamiche nivo-glaciali, tanto che agli inizi di luglio le montagne lombarde appaiono già del tutto spoglie di neve vecchia al di sotto dei 2900-3000 m di quota, mentre a fine estate scarsi residui nevosi si rinvergono solo sui bacini più elevati, posti oltre i 3050-3200 m, e in pochi altri siti favoriti dalla deposizione di valanghe o protetti dai coni d'ombra del rilievo circostante. La gran parte dei ghiacciai osservati mostra così un accumulo stagionale irrisorio o del tutto assente, con conseguente bilancio di massa annuale negativo.

L'individuazione del segno distintivo dell'annata è dunque, purtroppo, molto semplice: si è trattato di uno degli anni idrologici più penalizzanti degli ultimi decenni. Va detto che l'andamento meteorologico della parte centrale dell'estate, rispetto alle medie termo-pluviometriche di confronto, è stato invece discretamente conservativo per gli apparati nivo-glaciali, in particolare nel mese di agosto, in modo che il danno in termini di bilancio di massa ne è stato in parte contenuto.

Di più ardua lettura è l'aspetto quantitativo di tale decremento perché, per la prima volta dai primi Anni Ottanta, la popolazione glaciale lombarda nel corso dell'estate si è mostrata in gran parte ancora coperta dal nevato prodottosi nell'anno idrologico precedente (2000-2001). In molti casi, ciò ha reso assai difficoltoso il discernimento tra la neve dell'anno e detto *firn*, operazione risultata addirittura impossibile oltre i 3300 m di quota, anche a causa degli apporti freschi susseguitisi per buona parte della stagione calda. Quando, come accaduto per un'alta percentuale degli apparati rilevata, la superficie è rimasta completamente coperta di *firn*, il giudizio sulla fase dinamica ha dovuto rivolgersi al decremento di tale mantello nevoso, con conseguenti, e a volte insormontabili, incertezze.

Abbiamo dunque dovuto analizzare una situazione complessa, sostanzialmente priva di precedenti recenti, che ha messo a dura prova le capacità di osservazione e deduttive del personale impegnato nei rilievi.

4.2 - ANALISI DEL CAMPIONE DELLE UNITA' GLACIALI OSSERVATE

Per quanto attiene il campione globale (tab. 3 e 4), la percentuale delle unità risultate in decremento di massa rispetto al 2001 sfiora il 90 %, in tal modo associandosi a quella delle annate peggiori precedenti (1998, 1999, 2000). I pochi apparati definiti stazionari (6,7 %) costituiscono eccezione unicamente per effetto di fattori locali, che hanno consentito la sopravvivenza di un innevamento stagionale con limite inferiore posto nei pressi della presunta posizione dell'ELA. Solo 2 le unità in fase incerta e altrettante le estinzioni (una di queste riferita all'anno 2000). Il Ghiacciaio del Pizzo Tresero Nord, pensile sulla parete settentrionale della montagna omonima, è l'unico a risultare in fase di incremento, grazie al costante rifornimento nevoso ricevuto nel corso dell'estate, che ha consentito la persistenza dell'accumulo annuale sull'intera superficie.

Assai diversa la lettura dell'andamento degli apparati secondo il metodo della variazione frontale (tab. 5, 6, 7): il 21 % delle unità risulta in progresso, evidente eredità del precedente e assai favorevole anno idrologico. Questo dato non ha alcun riscontro nell'andamento effettivo del bilancio di massa glaciale annuale. Non solo, ma si presta a un ulteriore ridimensionamento, dato che in 6 casi il progresso è di certo dovuto all'apposizione di glacionevati di valanga davanti e a contatto con la fronte (tab. 5: i valori con asterisco). Quando poi il confronto venga svolto scomponendo le variazioni riscontrate nei due gruppi della tab. 6 (ghiacciai con ultima osservazione precedente nel 2001 e prima del 2001) si nota come una sola delle unità misurate si mostri in progresso rispetto allo scorso anno.

Anche il dato della variazione frontale, quindi, conforta l'assunto che l'anno idrologico 2001-2002 sia stato gravemente penalizzante per i ghiacciai lombardi, mentre il precedente ha indubbiamente portato a un recupero di massa.

4.3 - EVIDENZE DI TERRENO

Situazione generale

I rilievi glaciologici e le osservazioni fotografiche (240 unità) attestano che il grande accumulo nevoso depositosi nell'anno idrologico precedente non è andato del tutto perduto, nonostante abbia comunque subito una forte riduzione, volumetrica e areale. Lo scorso anno, in fase di previsione, si ipotizzò che, per molti apparati, esso avrebbe costituito un riequilibrio del bilancio di massa di valore pluriennale (da 3 a 5 anni). La qual cosa si sarebbe verificata se tale imponente copertura non avesse dovuto opporsi, di fatto, a due estati consecutive, essendo stata lasciata priva di protezione, al di sotto dei 2900-3000 m di quota, fin dalla seconda decade di giugno.

Ciò è quanto si può dedurre dalla constatazione che, sul finire dell'estate 2002, molti apparati sono rimasti interamente coperti dal firn, altri ne hanno conservato una parte cospicua, nessuno se ne è privato del tutto. Proprio quest'ultimo rilievo permette una distinzione netta con altre annate precedenti sfavorevoli, come il biennio 1998-1999, quando la gran parte dei ghiacciai, specie se di media quota, mostrava il ghiaccio a vista sull'intera superficie.

L'aspetto tardo-estivo della montagna lombarda è dunque quest'anno un poco meno triste rispetto al passato, con estesi nevai presenti un pò ovunque e ghiacciai ancora parzialmente innevati. Queste considerazioni permettono di concludere che l'anno idrologico 2001-2002 è stato in sé fortemente penalizzante per la conservazione dell'orizzonte nivo-glaciale ma che il decremento del ghiaccio preesistente al 2000-2001 è stato in parte contenuto dalla persistenza del nevato di quell'anno.

Quanto detto rende poco significativo il confronto tra i diversi settori montuosi, trovandosi in ogni sito la stessa situazione: nevi dell'anno confinate oltre i 3100-3300 m di quota, nevato ancora

esteso. Quando il rilievo montuoso raggiunge quote elevate, il residuo nevoso stagionale assume una rilevanza planimetrica maggiore. Nelle Alpi Orobie, i cui bacini di accumulo non raggiungono mai i 3000 m di quota, esso è viceversa praticamente assente, fatto salvo per alcuni corpi di valanga. Permane invece la tendenza, ormai decennale, al recupero di massa in alta quota, come attestato dalle buone condizioni dei pianori sommitali dei ghiacciai di Ventina, Disgrazia, Scerscen Inf. e Superiore, Fellaria Est, Vitelli, Zebrù, Cedec, Col de la Mare I e II, Palon de la Mare, Forni, Dosegù, Pisgana Ovest e, parzialmente, Adamello. In questi siti la situazione nivo-glaciale è buona, con innescio relativo di quelle dinamiche di deflusso del modesto surplus che sono già state evidenziate nel recente passato (mobilizzazione e rigonfiamento di seraccate, crolli glaciali, alcune pulsazioni frontali positive di breve durata).

La lunga permanenza estiva delle nevi dell'anno idrologico 2000-2001 aveva imposto un significativo rallentamento alla forte fase di regresso in atto, effetto che pare oggi già terminato: molte fronti hanno ripreso ad arretrare, con ritmi nuovamente incessanti.



Foto 1: il Ghiacciaio di Pizzo Tresero Nord, unico apparato glaciale lombardo dichiarato in fase di incremento nel corso dell'anno idrologico 2001-2002. Le ragioni di tale andamento sono costituite dall'altitudine mediana elevata, dall'esposizione favorevole (Nord) e dalla persistenza della neve estiva, dovuta all'efficace protezione orografica offerta dalle alte creste rocciose di contorno. (A. Galluccio, 13 agosto 2002).

Photo 1: Pizzo Tresero North Glacier, the only Lombardy unit considered to be in a growing phase in the 2002-2001 hydrological year. The reasons for such increment can be traced to (i) high elevation, (ii) favourable northern exposure, (iii) presence of a snow cover during the summer thanks to the effective orographic protection afforded by the surrounding peaks.

La quota della snow-line

La lettura del limite inferiore della neve vecchia al termine della stagione di ablazione (*snow-line*), di norma parametro meteo-climatico tra i più significativi, si presta quest'anno a considerazioni che vanno oltre l'analisi del singolo episodio e che ne minano un poco la validità. Da quanto esposto nella tab. 8, si evince che l'anno idrologico 2001-2002 ha comportato un residuo nevoso che si è innalzato di 360 m rispetto al nevosissimo anno immediatamente precedente e di soli 130 m

rispetto all'anno idrologico 1999-2000. Se il primo dato rende bene la differenza tra le due annate in esame (una risalita di 360 m di quota comporta una superficie glaciale enorme), il secondo largamente la sottostima: un'analisi più dettagliata rende bene questo concetto (tab. 9). Si noti il gran numero di apparati sui quali la snow-line era del tutto assente, il che vuol dire che, in molti casi, era idealmente collocata ben oltre i 3000 m di quota (3150-3200 m almeno). Il campione ne risulta quindi inficiato per difetto.

settore montuoso / mountain sector	quota media snow-line / average altitude of the snow-line	quota media snow-line / average altitude of the snow-line	quota media snow-line / average altitude of the snow-line	quota media snow-line / <u>effettiva stimata</u> / average altitude of the estimated snow-line	variazione quota in m 2001-2000 / variation of the altitude in metres	variazione quota in m 2002-2001 / variation of the altitude in metres	variazione quota in m 2002-2000 / variation of the altitude in metres
	2000	2001	2002	2002			
Spluga-Lei	2850	2650	3020	3150	- 200	+ 500	+ 300
Codera-Mas.	2950	2780	3050	3100	- 170	+ 320	+ 150
Disgrazia-M.	2850	2705	3070	3100	- 145	+ 395	+ 250
Bernina	3130	2850	3090	3150	- 280	+ 300	+ 20
Scalino	3000	2690	2970	3050	- 310	+ 360	+ 50
Dosde-Piazz	2930	2730	3025	3070	- 200	+ 340	+ 140
Livigno	3000	2670	3025	3050	- 330	+ 380	+ 50
Ortles-Cev.	3090	2930	3125	3180	- 160	+ 250	+ 90
Adamello	3000	2700	3025	3100	- 300	+ 400	+ 100
Orobie	non valutabile / non assessabile	2370-2500	2720*	>3100	non valutabile / non assessabile	non valutabile / non assessabile	non valutabile / non assessabile
media	2980	2745	3045	3105	- 235	+ 360	+ 130

Tab. 8: le variazioni della snow-line media di settore montuoso lombardo negli anni compresi tra il 2000 e il 2002.

Tab. 8: average snow-line variations between 2000 and 2002 for the various mountain sectors.

settore montuoso / mountain sector	campione analizzato / analysed sample	snow-line assente / missing snow-line	snow-line non valutabile / snow-line not assessable	con snow-line / with snow-line	quota media snow-line / average elevation of the snow-line	quota media snow-line / <u>effettiva stimata</u> / average elevation of estimated snow-line
Spluga-Lei	11	7	3	1	3020	3150
Codera-Mas.	5	3			3050	3100
Disgrazia-M.	20	8	7	5	3070	3100
Bernina	9	4	2	3	3090	3150
Scalino	1	-	-	1	2970	3050
Dosde-Piazz	12	6	2	4	3025	3070
Livigno	20	13	3	4	3025	3050
Ortles-Cev.	40	11	8	21	3125	3180
Orobie	18	14	-	4	2720	>3100
Adamello	34	19	4	11	3025	3100
totali e medie / total, average	170	85	30	55	3045	3105

Tab. 9: analisi del campione utilizzato per il calcolo della snow-line media di settore montuoso e regionale nell'anno 2002.

Tab. 9: analysis of sample used to calculate the average snow-line by mountain sector in 2002.

A livello locale, come per i settori Spluga-Lei, Codera-Masino e Scalino-Painale, si annota un solo apparato con snow-line visibile: in quanto unico, esso non rappresenta certo la realtà climatica del massiccio. Altrove, come nel settore Disgrazia-Mallero, solo $\frac{1}{4}$ dei ghiacciai rilevati ha mostrato una snow-line, risultando essa del tutto assente sulla maggior parte delle unità: ciò significa che la snow-line rinvenuta era il risultato di situazioni orografiche particolari. Il dato della snow-line media di settore montuoso va dunque sottoposto a una stima che tenga conto di tali fattori (*quota media snow-line effettiva stimata* in tab. 8).

In definitiva, anche la snow-line effettivamente misurata sui singoli ghiacciai, se utilizzata nella veste di indicatore climatico, deve essere valutata nell'insieme del massiccio in cui è inserita, considerazione che va svolta osservando con attenzione il rilievo montuoso nel suo insieme. Ricordando che i ghiacciai si formano e sopravvivono in siti privilegiati, dove la neve, in ogni modo, tende o tenderebbe ad accumularsi.

BIBLIOGRAFIA

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2001) - *Campagna Glaciologica 2000, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciális n. 4, Milano.

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO (2002) - *Campagna Glaciologica 2001, settore Alpi Centrali italiane*, Terra glaciális n. 5, Milano.

ABSTRACT

Nell'anno idrologico 2001-2002 il bilancio di massa delle unità glaciali della Lombardia è stato assai negativo, a causa di una stagione di accumulo assolutamente deficitaria e di un esordio dell'estate caratterizzato da temperature elevate. La neve residua è così risultata scarsissima, quando non del tutto assente, sulla maggior parte degli apparati visitati. Inoltre, il firn abbondante deposto nell'anno precedente ha subito una notevole riduzione, essendo rimasto a lungo esposto alla radiazione solare estiva. La nevicata verificatasi al termine della prima decade di agosto ha limitato la fusione del ghiaccio, rendendo un poco meno grave il deficit di bilancio. Il 90% delle unità rilevate è in decremento di massa, mentre le misure lineari fanno ancora registrare una buona percentuale di apparati in avanzata, grazie ai forti accumuli nevosi dello scorso anno, non del tutto dissoltisi, e alla apposizione di glacionevati davanti alle fronti.

Parole chiave: *ghiacciai lombardi, campagna glaciologica 2002*

During the 2001-2002 hydrological year the mass balance of the Lombardy glaciers was extremely negative as a result of a very poor accumulation season and a beginning of summer characterised by high temperatures. The residual snow was therefore very scarce, if not at all absent, on most of the surveyed glaciers. Moreover, the abundant firn deposited in the previous year underwent a considerable reduction as it was exposed to the summer sun for a longer time. The snowfall occurring at the end of the first ten days of August reduced the ice melting, thus slightly limiting the balance deficit. 90% of the surveyed units were undergoing a mass reduction, while linear measurements still registered a good percentage of growing units: the consequence of the huge snow accumulation of the previous year that had not melted yet and of deposits of snow-ice from avalanches in front of the snouts.

Key words: *Lombardy glaciers, 2002 glaciological campaign*

Pendant l'année hydrologique 2001-2002, le bilan de masse des glaciers de la Lombardie a été très négatif, à cause d'une saison d'accumulation totalement déficitaire et d'un début d'été caractérisé par des températures très hautes. Les restes neigeux étaient maigres ou absents chez la plupart des apparats analysés. De plus, le firn abondant de l'année précédente, a subi une grande réduction à cause de la longue exposition au soleil d'été. La chute de neige à la fin de la première decade d'août, a limité la fusion de la glace, en rendant ainsi moins grave le bilan déficitaire. Le 90% des glaciers analysés présente une réduction de masse, tandis que les mesures des fronts enregistrent des apparats en progression, grâce aux grandes accumulations de neige de l'année passée, pas totalement disparues, et aux glacionévés tout près des fronts des glaciers.

Mots clés: *glaciers de la Lombardie, campagne glaciologique 2002*

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO
2002 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN
 Sector: Italian Central Alps

N.B.

The 2000-2001 hydrological year, privileging the Central Alps with its unexpected and wonderful mass of old snow, represents so far the only true exception of the past twenty years, a period indeed unfavourable for the preservation of glacialism. This raised some doubts about the correct interpretation of the surveys (distinction between different annual snow covers, quantitative estimate of the mass balance) and many more questions about the handling of the data, as explained hereunder. The methodology used by the Servizio Glaciologico Lombardo to calculate, year after year, the overall regional balance is based on the estimated annual mass balance of each individual glacier (the so-called dynamic phase). Until the summer 2000, the fact that the dynamic phase indicated for each unit referred to one year (e.g. year 2000 compared to 1999) or more years (2000 compared to 1998, 1997, etc.) did not make any difference, as the numbers were all negative. Now and then there were some exceptions, but they were minimal and not affecting the trend. So it was decided not to make any distinction between annual or multiannual surveys, though it would have been necessary, although the percentage of surveyed units was very high while the percentage of comparisons based on intervals exceeding two years was very low.

The interposition of the 2000-2001 hydrological year, characterised by a summer residual snow cover never registered in the past twenty years, made us change direction. The same scheme, indeed, can no longer include evaluations based on comparisons between the present and the past, between favourable situations (2001) and unfavourable ones (2000 and previous years). In this specific case, the overall balance for the 2002 is undoubtedly negative and should not be "contaminated" by the positive dynamic phases of some glaciers surveyed in 2000 and not in 2001 (20 units). Moreover, such operation requires a revision of the past (up to 1991, as a minimum) in order to achieve a consistent methodology. For these reasons, table 3 and 6 show a distinction between comparisons with 2001 (i.e. the year immediately preceding the last survey) and comparisons related to previous, multiannual situations, with the latter not considered in the statistics. The above-mentioned methodology will be applied to all future comparisons.

READING INSTRUCTIONS

a - GENERAL

The general section contains the summary data (chapter 1), the analysis of the variations of the surveyed lot (chapter 2) and that of the reference glaciers (chapter 3). According to the methodology used by the Servizio Glaciologico Lombardo, the assessment of the yearly dynamic phase of each unit is expressed on the basis of the reported morphological features of both the glacier's terminus and the accumulation basin (direct monitoring, snout's measurement, photocartography, snow surveys). The terminology is listed in table 1. Moreover, tables 5, 6, 7 and fig. 1, which have been added to be consistent with the methodology used by the Comitato Glaciologico Italiano in their national reports, show only the snout's variations of the glaciers (in this case, the dynamic phase corresponds to the algebraic result: 0 m = unchanged; - sign = shrinking; + sign = growing). General considerations on the development of glacialism in Lombardy in the hydrological year 2001-2002 will follow (chapter 4). The changes of the glacial cover of each mountain sector are described in the systematic part.

b - SUMMARY TABLES (page 130)

There are two tables. The first one contains the data of the units that were also surveyed in 2001; the second one shows the comparison of glaciers where the last surveys was carried out before 2001. The note on each glacier includes: the land register number, the survey date, the snout's annual average variation (in brackets the reference year if different from the year 2001), the dynamic phase, the altitude of the snow-line (*Q.s.l.*), the snout's minimum elevation (*QMF*), a brief summary note.

c - SYSTEMATIC PART (chapter 5)

The full text includes only the surveys of those glaciers showing either variations or particularly interesting phenomena. In most cases, the reports is further illustrated by the additional pictures.

Table 1: see page 119
 Tab. 2, 3 and 4: see page 120
 Tab. 5, 6 and 7: see page 121
 Fig. 1: see page 122

4 - THE 2001-2002 HYDROLOGICAL YEAR: EVOLUTION OF THE SNOW-ICE COVER IN THE LOMBARDY REGION

4.1 - INTRODUCTION

The 2001-2002 hydrological year on the Italian Central Alps was extremely unfavourable for snow-ice dynamics. At the beginning of July, the Lombardy mountains below 2900-3000 m were already completely free from the old snow, while at the end of the summer some residual snow covered only the higher basins located above 3050-3200 m and few other sites protected by the cone of shadow of the surrounding mountains or filled with avalanche deposits. Most of the surveyed glaciers had therefore an irrelevant, mostly absent seasonal accumulation thus registering a negative annual mass balance.

The distinctive sign of the year is, unfortunately, easy to identify; this hydrological year was amongst the most negative year of the past decades; however, one should add that the mid-summer weather course, compared to the reference thermal-pluviometric average, was fairly favourable to snow-ice units, especially during the month of August, thus limiting the impact on the yearly mass balance.

The quantitative aspect of such withdrawal is more difficult to explain because, for the first time since the 80's, during the summer most Lombardy glaciers were still covered by the firn originated from the previous hydrological year (2000-2001). In many cases, it was very difficult to distinguish between the annual snow and such firn, even impossible above 3300 m of altitude, also because of the fresh supplies added during most of the warm season. When the surface remained completely covered with firn, as it happened for a high percentage of the surveyed glaciers, the assessment of the dynamic phase had to refer to the reduction of that snow cover, thus causing uncertainties that, in some cases, resulted impassable.

We were therefore faced with a complicated situation, substantially with no previous records, which put the observation and intuitive capacity of the operators involved to a severe test.

4.2 - ANALYSIS OF THE SAMPLE OF THE SURVEYED GLACIERS

As far as the overall sample is concerned (table 3 and 4), nearly 90% of the units were undergoing mass reduction compared to 2001, which means they matched the values of the most negative previous years (1998, 1999, 2000). The few unchanged units (6,7%) represented an exception favoured by local factors, which preserved the seasonal snow cover down to a limit close to the ELA's position. The Pizzo Tresero North Glacier, hanging on the northern wall of the mountain bearing the same name, was the only growing unit because it maintained the annual snow cover on the whole surface, thanks to steady supplies throughout the summer.

Glaciers evolution assessments based on the snouts' variations methodology (table 5, 6 and 7), provided very different data; as a result of the extremely favourable previous hydrological year, 21% of the units were reporting a growth. This figure was disclaimed by the true course of the annual mass balance. In addition, it should be further scaled down because, in 6 cases, the growth was certainly due to snow-ice avalanches deposited directly in front of the snout (table 5: values with asterisk). If one then makes a further comparison by examining each of the two groups indicated in table 6 (glaciers last surveyed in 2001 or before 2001), it is possible to notice that only one of the surveyed units of the first group was growing. Thus, the adjusted snout's variations data confirmed the assumption that the 2001-2002 hydrological year had been extremely unfavourable for the Lombardy glaciers, while the previous one had undoubtedly registered a mass recovery.

4.3 - ON-THE-GROUND EVIDENCES

General situation

The glaciological surveys and the photographic monitoring (240 units) confirmed that the large snow accumulation deposited during the previous hydrological year was not completely lost, though it underwent a strong reduction both in terms of volume and surface. Last year, at the time of the forecast, it was assumed that such exceptional year would have helped the mass balance of many units for several years (3-5 years). This would have happened if such a huge cover had not been subject to two consecutive summers, having been left without protection, below 2900-3000 m of altitude, from the second ten days of June.

This reasoning comes from the fact that, towards the end of the 2002 summer, many units were completely covered with firn; others kept a considerable part of it and none remained uncovered. This made a difference from other previous unfavourable years, such as the two years 1998-1999, when most of the glaciers, especially those at the medium elevations, were showing bare ice on the whole surface.

This year the late-summer view of the Lombardy Mountains was therefore slightly less negative than in the past; snowfields appeared here and there and the glaciers were still partially covered with snow. These considerations bring to the conclusion that the 2001-2002 hydrological year, though extremely unfavourable for the preservation of the snow-ice areas, was nevertheless able to limit the melting of the ice because of the endurance of the 2000-2001 snowfields.

What said before makes the comparison between the different mountain sectors of little use; all sites registered the same situation: the annual snow was present above 3100-3300 m of altitude, where the snowfields were still full; the higher the mountain, the larger the seasonal residual snow. On the Alpi Orobie, whose accumulation basins are located below 3000 m of altitude, the snow cover was almost absent except for some avalanche residuals. The ten-year-long trend of mass recovery at the higher elevations was still in place, as proved by the good conditions of the top plateaus of the following glaciers: Ventina, Disgrazia, Scerscen Inf. e Superiore, Fellaria Est, Vitelli, Zebrù, Cedec, Col de la Mare I e II, Palon de la Mare, Forni, Dosegù, Pìsgana Ovest and, partially, Adamello. In these sites, the glacial situation was good, thus triggering off the downflow dynamics of that little surplus already identified in the recent past (moving and swelling of seracs, ice collapses, some positive and short pushes of the snout).

The snow cover which blanketed the glaciers during the summer of the 2000-2001 hydrological year produced a significant slow down of the ongoing strong reduction trend, but its positive effect seemed to be over already; many snouts have begun to shrink again at a constant speed.

Photo 1: see page 124

The altitude of the snow-line

The lower limit of the old snow at the end of the ablation season (snow-line), which is usually one of the most significant weather-climate parameter, this year lends itself to considerations that go beyond the analysis of the single event, even threatening a little bit its validity. Table 8 shows that the 2001-2002 hydrological year registered a residual snow-line 360 m higher than that of the previous, very snowy year and only 130 m higher than that of the 1999-2000 hydrological year. The first figure well represents the difference between the two years under examination (an increase of 360 m translates into a huge area), while the second one largely under represents its significance. A more detailed analysis helps to clarify this point (tab. 9). Considering the large number of units where the snow-line was almost absent, one can notice that in many cases it was ideally located well above 3000 m of altitude (at least at 3150-3200 m). The sample is therefore providing a questionable average.

Tab. 8 and 9: see page 125

At the local level, as for the Spluga-Lei, Codera-Masino and Scalino-Painale sectors, only one unit with snow-line was visible; being the only one, it cannot represent the climatic situation of the whole massif. In other places, like the Disgrazia-Mallero sector, only ¼ of the surveyed glaciers had a snow-line; this means that the few snow-lines observed were the result of special orographic conditions. The average snow-line figure for each mountain sector must therefore be subject to an adjustment, to account for the above consideration (table 8: *average altitude of the estimated snow-line*).

In short, if the snow-line measured for each glacier is used as a climatic indicator, it has to be evaluated within its relevant sector. Such a consideration must be based on a careful study of the mountain sector as a whole, while remembering that glaciers form and survive in privileged sites, where the snow, at any rate, tends or would tend to accumulate.

REFERENCES and ABSTRACT (*see page 126*)

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2002 – SETTORE LOMBARDO - ELENCO DEI GHIACCIAI VISITATI						
rilievo precedente: 2001 / previous survey: 2001						
2002 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN IN LOMBARDY – LIST OF SURVEYED GLACIERS						
N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte	fase din.	QMF	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catalog nr.	glacial unit	date	front variat.	din. ph.	QMF	snow line snow line
SETTORE SPLUGA-LEI						
364.0	PIZZO QUADRO NORD	4-set		DM	2580	ass. neve vecchia molto scarsa; residui valanghivi del 2001 in area frontale / <i>very little old snow; 2001 avalanche residuals in the snout area</i> (Piccini, Ghielmi)
365.0	PIZZO FERRE'	31-ago		DL	2590	n.v. poca neve vecchia; riduz. spessore lingual / <i>little old snow; tongue's thickness reduction</i> (Congiu)
369.0	PIZZO TAMBO'	31-ago		DL	2950	3020 permane solo il firm 2001 / <i>only the 2001 firm is present</i> (Felisa, Congiu)
370.0	TAMBO' INFERIORE	1-ott	+ 1,5 (2000)	S	2740	ass. permane quasi solo il firm 2001 (100 cm in area centrale) / <i>almost only 2001 firm (100 cm in the central area)</i> (Felisa)
371.0	SURETTA SUD	31-ago		DL	2690	ass. innervamento residuo scarso; rilievo con GPS differenziale, bilancio di massa / <i>little residual snow cover; GPS survey, mass balance</i> (Piccini, Lojacono)
372.1	PASSO SURETTA OVEST	31-ago		DF	2540	ass. estinzione della placca Nord; sulle altre permane solo il firm del 2001 / <i>Northern stretch of ice extinct; only the 2001 firm keeps on the other ones</i> (Piccini)
SETTORE CODERA-MASINO						
376.0	SIVIGIA NORD-EST	14-sett	- 3	DM	2520	ass. neve vecchia assente, firm del 2001 scarso; riduzione di spessore e variazioni morfologiche / <i>no old snow; little 2001 firm; thickness reduction and morphological variations</i> (Eli)
399.0	RASICA EST	14-sett		DL	2810	ass. neve e ghiaccio morto nell'area proglaciale; limite frontale invariato rispetto al 2000 / <i>dead ice and snow in the proglacial area; snout limit unchanged versus 2000</i> (Barilli)
407.0	PIODA SUD	7-sett	- 18,5 (2000)	DF	2790	n.v. neve dell'anno assente; firm del 2001 esteso anche oltre i limiti glaciali / <i>no annual snow; 2001 firm extending beyond the ice limits</i> (Scolari, Rossini)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 375.0 Punta Trubinasca, 377.0 Sivigia SE, 378.0 Arnasca Est, 379.0 Arnasca Ovest, 380.0 Spassato Est, 381.0 Spassato Ovest, 392.0 Pizzo del Ferro Ovest, 8104.0 Placca del Ferro, 9101.0 Pizzo del Ferro Sup., 392.1 Pizzo del Ferro Inf., 393.0 Pizzo del Ferro Centr., 9102.0 Torrione del Ferro, 393.1 Pizzo del Ferro Est, 398.0 Rasica Ovest Sup., 402.0 Cameraccio Ovest, 403.0 Cameraccio Est, 403.1 Monte Sissone SW, 404.0 Monte Sissone Ovest, 405.0 Passo di Mello, 406.0 Pioda SW, 9105.0 Bocchetta Roma Inf., 8105.0 Bocchetta Roma Sup.						
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO						
408.0	PREDÀ ROSSA	7-sett	- 13	DF	2615	3400 neve vecchia assente e scarso firm del 2001; espansione della finestra rocciosa / <i>no old snow and little 2001 firm; rocky window increasing</i> (Urso)
409.0	CORNA ROSSA	7-sett		DL	2980	n.v. poche var. morfologiche; neve recente / <i>moderate morphological variations; fresh snow</i> (Urso)
409.4	VAL POSTALESIO	8-sett		DL	2775	ass. contrazione areale / <i>area shrinkage</i> (Almasio)
410.0	CASSANDRA OVEST	21-sett		DL	2775	ass. neve vecchia assente; firm del 2001 (1 m) continuo / <i>no old snow; 1 m 2001 firm cover</i> (Mariani)
410.1	CASSANDRA CENTRALE	21-sett		DL	2930	ass. firm 2001 completo; bil. biennale positivo/ complete 2001 firm; <i>positive two-year balance</i> (Mariani)
411.0	CASSANDRA EST	21-sett	- 1,5 (2000)	DM	2870	3250 la parte inferiore dell'apparato è residuale; nuovo laghetto proglaciale / <i>the unit's lower sector is residual; new small proglacial lake</i> (Mariani)
411.1	CASSANDRA SUPERIORE	21-sett		DL	3120	ass. neve vecchia assente; copertura di firm del 2001; perdita spessore: circa 2 m / <i>no old snow; 2001 firm cover; thickness reduction: about 2 m</i> (Mariani)
415.0	PIZZO RACHELE	7-sett		DL	2600	n.v. neve 2002 ass., forte riduzione firm 2001 / <i>no old snow; strong reduction of 2001 firm</i> (Mariani)
417.0	CANALONE DELLA VERGINE	29-ago		S	2700	3100 separazione delle 2 lingue terminali; residui valanghivi del 2001 alla fronte / <i>disjunction of the 2 terminal tongues; 2001 avalanche residuals at the snout</i> (Peroschi, Cambien)
418.0	PIZZO VENTINA	7-sett		DM	2450	ass. estesa copertura di firm del 2001; aspetto simile al 1999 e al 2000 / <i>wide cover of 2001 firm; similar to 1999 and 2000</i> (Mariani, Urso, Butti)
419.0	DISGRAZIA	6-sett	+ 2 (2000)	DL	2380	n.v. neve vecchia quasi assente; estesa presenza del firm del 2001; riduzione di spessore alla fronte; fase di piena in destra idrografica / <i>almost no old snow; large 2001 firm cover; snout's thickness reduction; ice-wave at the hydrographic right</i> (Mariani, Almasio, Butti)
420.0	PUNTA BARONI	7-sett	+ 11 (2000)	DL	2570	ass. neve vecchia ass., riduzione firm 2001; placca pluriennale in dx idr. (avanzata); frana / <i>no old snow; 2001 firm reduction; stretch of ice at the hydr. right (advanced); landslide</i> (Mariani, Urso)
421.0	PASSO DI CHIAREGGIO	7-sett		DL	n.v.	ass. neve vecchia assente; firm 2001 / <i>no old snow; residual 2001 firm</i> (Mariani, Urso)
422.0	SISSONE	15-sett	- 10,5 (2000)	DM	2625	n.v. neve vecchia e firm del 2001 molto scarsi; assottigliamento della colata / <i>very little old snow and 2001 firm; flow's thinning</i> (Almasio, Mariani, Urso)
423.0	CIMA DI ROSSO SUD-EST	15-sett		DL	2870	n.v. neve vecchia non valutabile; firm del 2001 molto esteso; forte ruscellamento / <i>non-assessable old snow; very wide 2001 firm; strong rill</i> (Almasio, Mariani)
424.0	CIMA DI ROSSO EST	31-ago		S	2745	n.v. poche variazioni rispetto al 2000 / <i>slight variations compared to 2000</i> (Almasio, Mariani)
425.0	VAZZEDA	28-sett	- 7 (97-98)	DM	2764	2850 neve vecchia scarsa; firm del 2001 abbastanza esteso; bilancio di massa / <i>little old snow; fairly wide 2001 firm; mass balance</i> (Butti, Urso)
431.1	SASSA D'ENTOVA	7-sett		DL	3070	ass. lieve riduzione di massa; due sub-unità collegate da firm 2001 / <i>slight shrinkage; two sub-units linked by 2001 firm</i> (Mariani, Urso, Almasio)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 409.1 C. Bruciati I, 409.2 C. Bruciati II, 9200.0 C. Bruciati III, 8200.0 C. Bruciati V., 430.0 Sassa di Fora, 431.0 Pizzo Tre Mogge, 431.2 Pizzo Malenco Sud						
SETTORE BERNINA						
432.0	SCERSCEN INFERIORE	29-ago	- 32,5	DF	2590	3150 neve vecchia scarsa; firm del 2001 sull'80% della superficie; forte ritiro / <i>little old snow; 2001 firm on 80% of the surface; considerable shrinkage</i> (Peja, Paneri, Rosa, Alberti)
433.0	SCERSCEN SUPERIORE	29-ago	- 30	DF	2565	3100 neve vecchia scarsa; firm del 2001 esteso; forte ritiro e rimaneamento della fronte / <i>little old snow; wide 2001 firm; strong shrinkage and front rearrangement</i> (Peja, Paneri, Rosa, Alberti)
434.0	MARINELLI	28-ago		DF	2635	3020 neve vecchia scarsa; firm del 2001 scarso; glacionevato pre-frontale / <i>little old snow; little 2001 firm; pre-snout glacierette</i> (Peja, Paneri, Rosa)
435.0	CASPOGGIO	7-sett	- 29,5	DF	2650	ass. neve vecchia assente; firm del 2001 nel bacino di accumulo; modificazioni del settore frontale / <i>no old snow; 2001 firm in the accumulation basin; snout sector changed</i> (Alberti, Paneri)
439.0	FELLARIA OVEST	26-ott	- 26	DF	2600	n.v. contrazione dei settori superiore e terminale; ridotti accumuli da crollo nel settore frontale; evoluzione del calderone / <i>shrinkage of the upper and terminal sectors; little accumulation due to collapse at the front; evolution of the ice-hole</i> (C. Catasta, L. Catasta, Butti)

N° cat.	Unità glaciale	data	variaz. fronte front. variat.	fase din. ph.	QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
Catalog nr.	glacial unit	date		din. ph.	QMF		
440.0	FELLARIA EST	15-set		DL	2560	3200	neve residua e firn del 2001 oltre i 3200 m / <i>residual snow and 2001 firn above 3200 m</i> (Butti)
8300.0	PIZZO VARUNA SUD	17-ago		Neo	3030	ass.	unità di nuova identificazione; innevamento assente; firn 2001 su tutta la superficie / <i>newly identified unit; no snow cover, 2001 firn on the whole surface</i> (Butti)
441.0	VARUNA	15-set		DM	2900	ass.	neve vecchia assente; firn del 2001 nei settori elevati; lago proglaciale di neoformazione / <i>no old snow; 2001 firn in the upper sectors; new proglacial lake</i> (Butti)
441.1	CIMA FONTANA NE	15-set	- 31	DF	2835	ass.	neve vecchia assente; firn del 2001 nei settori elevati; forte ritiro frontale; aumento dei detriti / <i>no old snow; 2001 firn in the upper sectors; strong terminus shrinkage; increase of till</i> (Butti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 8301.0 Cime di Musella, 440.1 Fellaria Sup. I, 440.2 Fellaria Sup. II							
SETTORE SCALINO-PAINALE							
443.0	PIZZO SCALINO	29-set	- 4,5 (1998)	DL	2585	2970	neve vecchia scarsa; firn del 2001 sulla fronte; contrazione marcata nella zona del P. Canciano / <i>little old snow; 2001 firn on the snout; strong shrinkage in the P. Canciano area</i> (Butti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 446.0 Pizzo Painale SW, 9303.0 Cima di Forame NE, 453.0 Cima di Forame Nord, 454.0 Passo di Val Molina, 455.0 Pizzo Painale NE.							
SETTORE DOSDÈ-PIAZZI							
462.0	CAMPACCIO	23-set	+ 42,5 (2000)	DF	2710	ass.	neve vecchia assente; firn 2001 alla fronte (avanzata rispetto al 2000 per placca sovrapposta) / <i>no old snow; 2001 firn at the snout (advance due to overlapping stretch of ice)</i> (Bonetti)
463.0	SASSO TORTO	23-set	-11	DM	2695	ass.	neve vecchia assente / <i>no old snow</i> (Bonetti)
9401.0	MOTTI	23-set				ass.	neve vecchia assente; riduzione di superficie e di spessore / <i>no old snow; surface and thickness reduction</i> (Bonetti)
466.0	RINALPI	18-ago		DL	2700	ass.	firn del 2001 sul 50% della superficie; innevamento residuo assente / <i>2001 firn on 50% of the surface; no residual snow cover</i> (A. Galluccio)
467.0	VAL LIA	29-ago		DL	2650	3150	firn del 2001 sul 70% della superficie; innevamento residuo minimo; marcato ritiro frontale / <i>2001 firn on 70% of the surface; very little residual snow cover; strong snout shrinkage</i> (A. Galluccio)
467.1	VAL LIA EST	29-ago		DM	2880	ass.	neve vecchia assente e forte riduzione del firn del 2001; riduzione di spessore / <i>no old snow and strong shrinkage of the 2001 firn; thickness reduction</i> (A. Galluccio)
468.0	CARDONNE'	29-ago		DM	2480	3200	notevole contrazione dei settori frontali; buoni accumuli biennali sui campi alti / <i>considerable shrinkage of the front sectors; good two-year accumulation on the upper fields</i> (A. Galluccio)
476.0	VAL VIOLA EST	14-set	- 0,5 (2000)	DL	2790	2860	buona copertura nevosa residua; fronte stabile / <i>good residual snow cover; unchanged snout</i> (Ratti)
477.0	VAL VIOLA OVEST	14-set	+1 (2000)	S	2825	2880	neve vecchia continua nel bacino di accumulo; lieve avanzata delle fronte / <i>continuous old snow in the accumulation basin; snout's slight advance</i> (Ratti)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / <i>PHOTOGRAPHIC MONITORING</i> : 457.0 Passo Dosdè, 458.0 Cima di Lago Spalmo, 473.0 Dosdè Est, 474.0 Dosdè Centrale I, 474.1 Dosdè Centrale II, 474.2 Cima Lago Spalmo Ovest, 474.3 Cantone di Dosdè I, 474.4 Cantone di Dosdè II, 474.0 Dosdè Ovest, 478.0 Corno di Dosdè, 9403.0 Foscaigno							
SETTORE LIVIGNO							
988.0	PIZZO FILONE SE	27-ago		DL	2810	ass.	neve vecchia assente e scomparsa del firn 2001 / <i>no old snow; 2001 firn gone</i> (A. Galluccio)
9405.0	PIZZO FILONE CENTRALE	27-ago				ass.	scarsi residui dell'innnevamento 2001 / <i>little residual snow cover from 2001</i> (A. Galluccio)
991.0	MINE	7-set		DL	n.v.	3000	espansione settore superiore; contrazione del settore inferiore / <i>upper sector expansion; lower sector shrinkage</i> (Marzorati, Molteni)
991.1	MINE INFERIORE	8-set		E	2660	ass.	apparato estinto; diviene FGM con n. 8404.0; lago proglaciale immutato / <i>extinct unit; becomes Minor Glacial Unit with nr 8404.0; unchanged proglacial lake</i> (Marzorati, Molteni)
992.0	CORNA DI CAPRA DI DENTRO	7-set		DL	2750	ass.	esteso firn del 2001; residuo di valanga nel settore frontale / <i>wide 2001 firn; avalanche residual in the front sector</i> (Marzorati, Molteni)
994.0	PIZZO PAVALLO	7-set		DL	2800	n.v.	neve vecchia non valutabile; buona copertura di firn del 2001 / <i>non-assessable old snow; good 2001 firn cover</i> (Marzorati, Molteni)
9404.0	VAGO NORD	8-set				ass.	residui nevosi del 2001 / <i>2001 snow residual</i> (Zocchetti, Grazzi, Leonardo, Trada)
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
8505.0	PASSO DELLE PLATIGLIOLE	15-ago		Neo	2880	n.v.	apparato di nuova identificazione; origine eolica; esp.Nord. sup. di 3,5 ha / <i>newly identified unit; snowdrift origin; exp. North, 3,5 ha large</i> (A. Galluccio, Farioli)
488.0	CAMPO	14-set		DL	2850	n.v.	la fronte affonda nel morenico; lieve perdita di massa / <i>the snout sinks into the moraine; slight mass shrinkage</i> (A. Galluccio, Farioli, A.C. Galluccio)
490.0	ZEBRU'	14-set	- 4	DL	2875	3200	poche variazioni morfologiche; pozze d'acqua a contatto con la fronte / <i>few morphological variations; water pools touching the snout</i> (A. C. Galluccio, Bottio, A. Galluccio)
490.1	ZEBRU' EST	14-set		DL	2790	3150	neve vecchia scarsa; probabile svuotamento di tasca endoglaciale provoca formazione di un lago a valle della fronte / <i>little old snow; probable emptying of an endoglacial pocket caused the formation of a small lake below the snout</i> (A. C. Galluccio, Bottio, A. Galluccio, Farioli)
492.0	MINIERA	28-ago		DL	2950	n.v.	neve vecchia non valutabile; firn del 2001; avanzata frontale; riduzione di spessore / <i>non-assessable old snow; 2001 firn; snout's growth; thickness reduction</i> (A. Galluccio)
493.0	CASTELLI EST	28-ago	- 2 (2000)	DL	2800	ass.	incremento dei settori superiori rispetto al 2000; contrazione frontale; firn del 2001 sul 50% della superficie; nuovo lago epiglaciale a 3000 m (Passo Zebzu Sud.) / <i>growth of the upper sectors compared to 2000; snout's shrinkage; 2001 firn on 50% of the surface; new epiglacial lake at 3000 m (South Zebzu Pass)</i> (A. Galluccio, Bonetti, I. Galluccio)
494.0	CASTELLI OVEST	28-ago	+ 10 (2000)	DM	2745	3100	neve vecchia scarsa; incremento del settore superiore rispetto al 2000; contrazione del settore frontale; avanzata per apposizione di corpo di valanga (2001) / <i>little old snow; growth of the upper sectors compared to 2000; snout's shrinkage; growth due to deposited avalanche body (2001)</i> (A. Galluccio, Bonetti, I. Galluccio)
495.1	MONTAGNA VECCHIA II	14-set	- 2,5 (2000)	DL	2725	2810	poco firn 2001; morenico sulla fronte / <i>little 2001 firn; drift deposit at the snout</i> (Bianchi, Bettola)
496.0	FORA'	14-set	- 5,5 (2000)	DL	2730	n.v.	contrazione frontale; innevamento recente / <i>snout's shrinkage; recent snowfall</i> (A. Galluccio, Farioli, A.C. Galluccio)
502.0	GRAN ZEBRU'	30-ago	- 5 W - 5,5 C (2000)	DL	2980	3220	decremento dei settori frontali; estesa copertura di firn del 2001; buoni apporti nevosi nell'estate 2002 / <i>shrinkage of front sectors; wide 2001 firn cover; good supplies of 2002 summer snow</i> (Catasta, A. Galluccio, Cola)

N° cat. Catalog nr.	Unità glaciale glacial unit	data date	variaz. fronte front variat.	fase din. din. ph.	QMF QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
502.1	CIMA DI SOLDA SW	30-ago		X	3000	ass.	abbondante firm 2001 / abundant 2001 firm (Catasta, A. Galluccio)
503.0	CEDEC	30-ago	- 10 (S) - 5 (N) (2000)	DL	2680 2860	3000	estesa copertura firm 2001; lieve decremento di massa / wide 2001 firm cover; slight mass shrinkage (Catasta)
506.0	ROSOLE	20-ago	- 19,5	DM	2955	3150	residui valanghivi; firm 2001 esteso / avalanche residuals; wide 2001 firm (Farioli, Mauri, Cola)
506.1	COL DE LA MARE I	20-ago	- 15,5	DM	2730	3300	firm del 2001 sulle porzioni medio-alte; nuove evidenze dinamiche / 2001 firm on medium-high sectors; new dynamics (A. e I. Galluccio, Farioli, Cola)
506.2	COL DE LA MARE II	14-set		X	3150	n.v.	variazioni del profilo superficiale; contrazione del settore frontale / variations of the surface profile; snout's shrinkage (A. Galluccio, Cola)
507.0	PALON DE LA MARE	15-set	- 13,5	DM	2990	3200	firm del 2001 e, in parte, innevamento residuo; settore frontale in contrazione; crollo di una porzione dell'Effluenza delle Rosole / 2001 firm and some residual snow cover; snout's shrinkage; collapse of the Rosole outflow (A.C. Galluccio, Bianchi, Cola)
507.1	FORNI	12-set	- 23,5	DF	2500	3050	forte perdita di spessore della lingua; ampliamento del laghetto di sponda / strong thickness reduction; enlargement of the small side lake (Casartelli, Cola, A.C. Galluccio)
508.0	SAN GIACOMO EST	19-ago	- 16,5 (2000)	DM	2755	2900	neve vecchia cospicua; dinamica del settore frontale disomogenea / abundant old snow; non-homogeneous dynamics of the snout (Cola, A. Galluccio)
509.0	SAN GIACOMO OVEST	19-ago	- 6,5	DL	2905	2990	nevato sul 70% della superficie / firm on 70% of the surface (Cola, A. Galluccio)
510.0	CERENA	15-set		DL	2430	3350	contrazione frontale; modificazioni morfologiche in destra idrografica; buon accumulo sulle seraccate superiori / snout's shrinkage; morphological variations at the hydrographic right; good accumulation on the upper seracs (A.C. Galluccio, Bianchi, A. Galluccio)
510.1	PIZZO TRESERO NORD	14-set		IL	3050	3080	esteso innevamento residuo e recente; possibile avanzata frontale / large residual and recent snow cover; possible terminus growth (A. Galluccio, A.C. Galluccio)
511.0	TRESERO	24-ago	+ 2	DL	3000	3150	nevato sulla fronte; riduzione di spessore / firm on the snout; thickness reduction (Bolognini)
512.2	PIZZO TRESERO SW	24-ago	- 3	DF	3140	3200	ruscellamento superficiale; scarso innevamento residuo / rills; little residual snow cover (Bolognini, Borghi, Cola)
512.0	PUNTA PEDRANZINI	24-ago	- 9	DL	3100	3300	vanificata la favorevole situazione del 2001; innevamento molto scarso / favourable 2001 situation erased; very little snow cover (Bolognini, Borghi, Cola)
512.1	DOSEGU'	15-set	- 28,5	DF	2800	3150	forte ritiro frontale; probabile piena nel settore superiore / strong snout's shrinkage; probable ice-wave in the upper sector (A. Galluccio, Farioli, Bettola)
516.0	SFORZELLINA	18-ago	- 4,5	DL	2785	2950	firm del 2001 sul 40% della superficie; innevamento residuo scarso; pozza proglaciale; riduzione di spessore / 2001 firm on 40% of the surface; little residual snow cover; proglacial pool; thickness reduction (A. Galluccio, Farioli, Molinari)
519.0	ALPE SUD	5-set	- 1,5 (2000)	DF	n.v.	ass.	innevamento residuo scarso e forte riduzione del firm del 2001; bilancio negativo; sito nivologico / little residual snow cover; strong reduction of 2001 firm; negative balance; snow site (Bonetti, A. Galluccio, Cola, Bolognini)
522.0	SOBRETTE NE SUPERIORE	25-ago		DF	3060	ass.	forte ritiro frontale; innevamento residuo assente; scarso firm 2001 / strong snout's shrinkage; no residual snow cover, little 2001 firm (A. Galluccio)
522.1	SOBRETTE NE INFERIORE	25-ago		DL	2870	ass.	settore inferiore in incremento per valanghe; settore superiore in contrazione; innevamento residuo assente / growing lower sector fed by avalanches; shrinking upper sector; no residual snow cover (A. Galluccio)
527.0	SAVORETTA	22-ago	+ 25 (2000)	S	2640	2950	rigenerazione della fronte; innevamento residuo esiguo / snout's re-building; little residual snow cover (Bolognini)
9511.0	COLEAZZO SUD	29-ago				ass.	residuo valanghivo del 2001 / 2001 avalanche residuals (A. Galluccio)
9512.0	COLEAZZO NORD	29-ago				ass.	permangono accumuli di firm 2001 / 2001 firm accumulation is maintained (A. Galluccio)
571.0	PIETRE ROSSE NORD	29-ago		DL	2930	n.v.	neve vecchia non valutabile; valanga nel settore frontale; riduzione di spessore / non-assessable old snow; avalanche in the front sector; thickness reduction (A. Galluccio)
8504.0	PIETRE ROSSE NE	7-ago			2670	ass.	neve vecchia assente; dimensioni superiori al 2000 / no old snow; larger dimensions than in 2000 (A. Galluccio)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 9502.0 Camosci, 490.0, 495.0 Montagna Vecchia I, 495.2 M.V. III, 495.3 M.V. IV, 497.0 Confinale Ovest, 499.0 Confinale Sud, 507.0 S. Giacomo Sud, 513.0 Passo Dosegù I, 518.0 Gavia, 9510.0 Serottini							
SETTORE ADAMELLO							
573.1	PAYER SUPERIORE	29-ago		DL	2850	ass.	neve vecchia sul 30% della superficie, irregolare; in incremento rispetto 2000 / old snow on 30% of the surface; irregular; further growth compared to 2000 (A. Galluccio)
574.0	PAYER INFERIORE	29-ago		DL	2690	ass.	firm del 2001 sull'intera superficie / 2001 firm on the whole surface (A. Galluccio)
575.0	PISGANA EST	24-ago	- 2,5 (1999)	DL	2550	2990	neve vecchia molto scarsa; forte riduzione firm 2001; possibile crollo della fronte nel prossimo futuro / very little old snow; strong reduction of 2001 firm; possible collapse of the front in the near future (Rota Nodari, A. Galluccio, Pala)
577.0	PISGANA OVEST	24-ago	- 32,5 (2000)	DF	2565	2950	emersione del substrato nella parte centrale; innevamento residuo scarso / bedrock emerging in the central area; little residual snow cover (Monfredini, Pala, Zucchini)
578.0	SALIMMO	29-ago		DF	2700	ass.	neve vecchia assente; poco firm del 2001 / no old snow; little 2001 firm (A. Galluccio)
8607.0	CIMA DI SALIMMO	29-ago			2820	ass.	parziale permanenza del firm del 2001 / some 2001 firm still present (A. Galluccio)
9601.0	VAL SERIA	29-ago				ass.	forte riduzione del firm del 2001 / strong shrinkage of 2001 firm (A. Galluccio)
579.0	CALOTTA	29-ago		DL	n.v.	3150	neve vecchia molto scarsa; firm del 2001 / very little old snow; 2001 firm (A. Galluccio)
590.1	CIMA LASTE NORD	19-ago		DL	2650	ass.	neve vecchia assente; residui del firm 2001/very little old snow; residual 2001 firm (A. Galluccio)
590.2	CIMA WANDA	19-ago		S	2680	ass.	innevamento residuo assente; dimensioni doppie rispetto al 2000 / no old snow; size doubled since 2000 (A. Galluccio)
591.0	AVIOLO	19-ago		DM	2560	n.v.	riduzione di spessore; detrito esteso al di sopra del firm del 2001 / thickness reduction; till extended above the 2001 firm (A. Galluccio)
591.1	CIMA DEI LAGHI GELATI	19-ago		S	3140	3140	immutato rispetto al biennio precedente; innevamento residuo modesto / unchanged in the past two years; moderate residual snow cover (A. Galluccio)
608.0	ADAMELLO (complessivo)	19-ago		DL	2550	3050	neve vecchia scarsa; firm 2001 esteso; contrazione dei settori frontali / little old snow; wide 2001 firm; shrinkage of the snout sectors (Monfredini, Pala, Pelosato)

N° cat. Catalog nr.	Unità glaciale glacial unit	data date	variaz. fronte front variat.	fase din. ph.	QMF QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
	PIAN DI NEVE	15-set			-		ispessimento dei settori sommitali / <i>thicker top sectors</i> (Monfredini)
	CONOIDE DI SALARNO	16-set	- 52		2550		contrazione areale; residui di crolli di ghiaccio / <i>shrinkage; residual of ice collapses</i> (Pelosato)
	EFFLUENZA SALARNO	16-set			2850		riduzione di spessore / <i>thickness reduction</i> (Pelosato)
	GHIACCIAIO BALTZER	16-set	- 10,5		2670		si separa dall'Effluenza di Salarno / <i>being separated from the Salarno outflow</i> (Pelosato)
	EFFLUENZA MANDRONE	19-ago			2550	3050 3100	appiattimento della fronte; firn del 2001 oltre i 2900 m; plateau Ovest privo di residui nevosi / <i>snout's flattening; 2001 firn above 2900 m; West plateau without residual snow</i> (Monfredini)
	EFFLUENZA ADAME'	23-set					appiattimento della fronte; neve vecchia assente; conoidi basali assenti / <i>snout's flattening; no old snow; no basal cones</i> (Pala)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 608.1 Monte Adamello							
SETTORE OROBIE							
538.0	DRUET O VAGH	10-set		DL	2480	ass.	detrito nella zona centrale; firn 2001; innevamento residuo assente / <i>tilt on the central area; 2001 firn; no residual snow cover</i> (Butti)
539.0	FASCERE	10-set		DL	n.v.	ass.	innevamento residuo assente; firn del 2001 / <i>no residual snow cover; 2001 firn</i> (Butti)
540.0	VAL SENA	10-set		DL	2150	ass.	innevamento residuo assente; firn del 2001 / <i>no residual snow cover; 2001 firn</i> (Butti)
541.0	MAROVIN	10-set	+ 0,5 (2000)	DL	2025	2400	innevamento residuo sul 5% della superficie; estesa copertura firn 2001 / <i>residual snow on 5% of the surface; wide 2001 firn cover</i> (Butti)
542.0	DENTE DI COCA	10-set	- 10,5	DL	2165	ass.	innevamento residuo assente; ruscellamento superficiale e detrito nel settore inferiore / <i>no residual snow cover; rills and debris on the lower sector</i> (Butti)
543.0	LUPO	10-set	- 16	DL	2425	ass.	innevamento residuo assente; firn del 2001 su oltre il 50% della superficie / <i>no residual snow cover; 2001 firn on more than 50% of the surface</i> (Butti, D'Adda)
543.0	PIZZO SCOTES	14-set		DL	n.v.	ass.	innevamento residuo assente; estesa copertura del firn 2001 / <i>no residual snow cover; wide 2001 firn cover</i> (D'Adda, Mocci, Previtali)
544.0	PIODA INFERIORE	10-set		DL	2500	ass.	residui nevosi assenti; firn del 2001 anche a valle della fronte / <i>no residual snow cover; 2001 firn also below the terminus</i> (Butti, D'Adda)
545.0	PIODA SUPERIORE	10-set		DL	2600	2740	innevamento residuo scarso; firn del 2001 su buona parte superficie / <i>little residual snow cover; 2001 firn on most of the surface</i> (Butti, D'Adda)
549.0	POROLA	15-set	- 11 (2000)	DL	2310	2850	neve vecchia e firn del 2001 molto scarsi; riduzione di spessore / <i>very little old snow and 2001 firn; thickness reduction</i> (Merati, Ciapparelli)
550.0	SCAIS	15-set	- 0,5 (1999)	DM	2410	2880	riduzione di volume; innevamento residuo quasi assente; estesa copertura detritica / <i>volume's shrinkage; almost no residual snow cover; wide debris cover</i> (Merati, Ciapparelli)
9705.0	LAGO DELLA MALGINA	15-set				ass.	neve vecchia ass., forte riduz. firn 2001 / <i>no old snow; strong shrinkage of the 2001 firn</i> (Mocci)
566.0	TROBIO EST O GLENO	7-set		DL	2680	ass.	neve vecchia assente; firn del 2001 localizzato; dimensioni analoghe al 2000 / <i>no old snow; localized 2001 firn; size similar to 2000</i> (Mocci)
566.1	TROBIO CENTRALE	7-set		S	n.v.	ass.	neve vecchia assente; firn sul 75% superficie / <i>no old snow; firn on 75% of surface</i> (Mocci)
567.0	TROBIO OVEST	7-set		DL	2540	ass.	neve vecchia assente; incremento di massa rispetto al 2000 / <i>no old snow; mass growth compared to 2000</i> (Mocci)
OSSERVAZIONI FOTOGRAFICHE / PHOTOGRAPHIC MONITORING: 528.0 Torena, 528.1 Torena Sup., 533.0 Bondone inf., 535.0 Cagamei III, 9702.0 Passo della Scaletta, 551.0 Cantunasc, 562.0 Val Morta, 563.0 Coca, 563.1 Coca Sup., 8704.0 Strinato, 565.0 Monte Costone, 568.0 Recastello							

rilievo precedente: anteriore al 2001 / previous survey: before 2001

SETTORE SPLUGA-LEI							
372.0	ORSAREIGLS	31-ago		IL	2690	ass.	completa copertura di firn del 2001 / <i>complete 2001 firn cover</i> (Piccini, Salmoiraghi)
1001.0	CIMA SOVRANA EST	15-sett		DL	2720	ass.	ampliamento di finestra rocciosa; limiti incerti / <i>rocky inlier enlarged; uncertain borders</i> (Paini)
1002.0	PIZZO ROSSO	15-sett		DL	2700	ass.	copertura di firn del 2001; ritiro fronte; emersione finestre rocciose / <i>2001 firn cover; snout's shrinkage; rocky inliers emerging</i> (Paini)
1003.0	CIMA DI LAGO NORD	15-sett		S	2680	n.v.	espansione per accumulo firn 2001 / <i>expanded due to accumulation of 2001 firn</i> (Paini)
1005.0	PONCIAGNA	2-SETT		DF	2570	n.v.	notevole ritiro frontale; firn 2001 sul 70% della superficie / <i>considerable snout's shrinkage; 2001 firn on 70% of the surface</i> (Paini)
SETTORE CODERA-MASINO							
390.0	PASSO DI BONDO	29-sett		DL	2930	3050	accumuli di nevato; evoluzione difasica dei due settori, destro e sinistro / <i>firn accumulation; different evolution for the right and left sectors</i> , (Scolari, Rossini)
397.0	RASICA OVEST INF.	7-sett		DL	2780	ass.	neve recente; morenico nel settore sup. / <i>recent snow; till deposit on the upper sector</i> (Barilli)
SETTORE DISGRAZIA-MALLERO							
412.0	SASSERSA	30-ago		X	n.v.	n.v.	neve vecchia scarsa; firn del 2001 (anche da valanga) su 2/3 della sup. e sotto la fronte / <i>little old snow; 2001 firn (also from avalanches) on 2/3 of surface and below the front</i> (Cambieri)
416.0	VENTINA	28-ago	- 4,5 (2000)	DL	2212	2780 3050	rimaneggiamento fronte per fusione e ruscellamento; inn. residuo scarso; firn 2001 / <i>snout's rearrangement due to melting and rills; little residual snow; 2001 firn</i> (Peroschi, Cambieri, Butti)
SETTORE DOSDE'-PIAZZI							
470.0	VERVA MINORE	7-ott		IL	2900	n.v.	accumuli valanghivi a valle della fronte; innevamento recente / <i>avalanche accumulation below the snout; recent snowfall</i> (Bianchi)
471.0	VERVA MAGGIORE	7-ott		IF	2665	n.v.	notevoli depositi valanghivi 2001 a contatto con il ghiaccio; avanzata frontale / <i>considerable 2001 avalanche deposits touching the ice; snout's growth</i> (Bianchi)
477.1	CIMA DUGORALE	14-set		S	n.v.	ass.	firn del 2001 su parte inferiore dell'apparato / <i>2001 firn on the units' lower sector</i> (Ratti)
8402.0	PIZZO FILONE NORD	27-ago				ass.	forte contrazione del firn del 2001 / <i>strong decrease of the 2001 firn</i> (A. Galluccio)
SETTORE LIVIGNO							
8403.0	PIZZO ZEMBRASCA	7-set				ass.	il firn del 2001 amplia le placche / <i>the 2001 firn enlarges the stretches</i> (Marzorati, Molteni)
990.0	MINE SUPERIORE	7-set		S	2950	ass.	incremento di massa nel 2001; firn 2001 / <i>mass growth in 2001; 2001 firn</i> (Marzorati, Molteni)
8401.0	MINE OVEST	7-set			2630	ass.	forte riduzione; corpi di valanga / <i>strong shrinkage; avalanche bodies</i> (Marzorati, Molteni)
993.0	CORNA CAPRA DI FUORI	7-set		DL	2930	ass.	firn del 2001 sull'intera superficie / <i>2001 firn on the whole surface</i> (Marzorati, Molteni)

N° cat. Catalog nr.	Unità glaciale glacial unit	data date	variaz. fronte front variat.	fase din. din. ph.	QMF QMF	snow line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
995.0	VAL NERA EST	8-set		DM	n.v.	ass.	ghiacciaio nero; innevamento diretto e valanghivo del 2001 / <i>black glacier; 2001 direct and avalanche cover</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
995.1	VAL NERA CENTRALE	7-set		X	n.v.	ass.	ghiacciaio nero; firn 2001 / <i>black glacier; 2001 firm</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
996.0	VAL NERA OVEST	7-set		DF	2720	3050	forte riduzione di spessore della fronte; aumento dei detriti / <i>strong thickness reduction at the snout; debris increase</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
996.1	MONTE VAL NERA	7-set		S	3050	3050	innevamento recente / <i>recent snowfall</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
997.0	CAMPO NORD	7-set	- 4,5 (2000)	DM	2840	3000	riduzione della fronte e delle morene mediane; crolli con smottamento morena di sponda del lago pro-glaciale / <i>shrinkage of the front and medial moraines; collapses in the terminus sector with landslide of the side moraine of the proglacial lake</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
9408.0	PUNTA ORSERA III	7-set				ass.	firn del 2001 / <i>2001 firm</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
997.4	PUNTA ORSERA IV	7-set		E		ass.	apparato estinto; diviene una FMG n. 8505.0 / <i>extinct unit; becomes Minor Glacial Unit nr 8505.0</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
9409.0	VAGO SUD	8-set				ass.	neval pluriennali / <i>multiannual snowfields</i> (Zocchetti, Grazi, Lonardo, Trada)
SETTORE ORTLES-CEVEDALE							
502.2	PASSO DI CEDEC	30-ago		DL	3000	ass.	fronte coperta di morenico; firn del 2001 / <i>snout covered with till; 2001 firm</i> (Catasta)
504.0	PASQUALE NORD	30-ago		S	2900	3040	nessuna variazione significativa / <i>no significant change</i> (Catasta)
9508.0	PASSO DOSEGU' II	15-set			-	ass.	modesti accumuli di firn del 2001 / <i>moderate accumulation of 2001 firm</i> (A. Galluccio)
515.0	PUNTA SFORZELLINA W	18-ago		I	2850	n.v.	permane solo firn del 2001; pozza epiglaciale / <i>only 2001 firm; epiglacial pool</i> (A. Galluccio, Mauri, I. Galluccio)
523.0	SOBRETTEA NW	26-ago		DM	2930	3150	riduzione di spessore; neve vecchia molto scarsa / <i>thickness reduction; very little old snow</i> (A. Galluccio, Bonetti)
569.0	CIMA MONTICELLO SUD	16-ago		DL	n.v.	ass.	neve vecchia assente / <i>no old snow</i> (Farioli, A. Galluccio)
SETTORE ADAMELLO							
574.1	PUNTA PISGANA NORD	29-ago		S	2920	2950	neve vecchia sul 25% della superficie; firn del 2001 sull'intera superficie / <i>old snow on 25% of the surface; 2001 firm on the whole surface</i> (A. Galluccio)
574.2	PUNTA PISGANA NW	29-ago		S	2920	ass.	neve vecchia ass.; estesa copertura firn 2001 / <i>no old snow; wide 2001 firm cover</i> (A. Galluccio)
579.1	PUNTA VENEROCOLO I	19-ago		IL	3130	n.v.	dimensioni doppie rispetto al 2000; collegamento con il glacionevato di P.ta Venerocolo II / <i>size doubled versus 2000; joined with the P.ta Venerocolo II glacierette</i> (A. Galluccio, Maggioni)
579.2	PUNTA VENEROCOLO II	19-ago		S	3160	n.v.	incremento dimensioni; neve recente / <i>size increased; recent snowfall</i> (A. Galluccio, Maggioni)
580.0	PASSO BRIZIO	15-ago		X	n.v.	ass.	firn, neve e detriti; no affioramenti di ghiaccio / <i>firm, snow and till; no ice emerging</i> (Maggioni)
581.0	VENEROCOLO	15-ago	- 5 (2000)	DL	2540	3000	neve vecchia scarsa; firn del 2001 esteso / <i>little old snow; wide 2001 firm</i> (Maggioni, Piccini)
582.0	AVIO EST	14-set		S	n.v.	3100	firn del 2001 esteso / <i>wide 2001 firm</i> (Maggioni, Piccini)
583.0	AVIO CENTRALE	14-set		DL	2620	3000	firn del 2001 su 2/3 della superficie; innevamento residuo molto scarso / <i>2001 firm on 2/3 of the surface; very little residual snow cover</i> (Maggioni, Piccini)
584.0	AVIO OVEST	14-set		IL	2700	ass.	incremento di massa per firn del 2001 / <i>mass growth due to 2001 firm</i> (Maggioni)
585.0	PLEM	14-set		S	2850	ass.	firn del 2001 sui 2/3 della superficie / <i>2001 firm on 2/3 of the surface</i> (Maggioni)
585.1	BAITONE EST SUPERIORE	15-set		S	2990	2980	completamente innevato / <i>completely covered with snow</i> (Maggioni, Piccini)
586.0	BAITONE EST	15-set		IL	2840	ass.	copertura totale per firn del 2001; espansione areale / <i>completely covered with 2001 firm; area expansion</i> (Maggioni, Piccini)
587.0	LAVEDOLE	15-set		IL	2840	ass.	neve vecchia assente; vasto firn del 2001 / <i>no old snow; wide 2001 firm cover</i> (Maggioni, Piccini)
8601.0	GIUELLO EST	15-set				ass.	estesi residui del firn del 2001 / <i>wide 2001 firm residual</i> (Maggioni, Piccini)
596.0	BOMPIA'	14-ott		X	n.v.	n.v.	firn del 2001 e corpo valanga in area frontale / <i>2001 firm and avalanche body in the front area</i> (A. Galluccio)
599.0	CIMA DEL LAGHETTO	15-set		S	2880	ass.	neve vecchia assente; firn 2001 / <i>no old snow; 2001 firm</i> (G. Di Gallo)
599.1	MILLER INFERIORE	15-set	+ 1 (2000)	IL	2760 ca	2950	campo di firn nel settore frontale; limiti frontali incerti / <i>firm in the snout sector; uncertain snout's borders</i> (G. Di Gallo, F. Di Gallo, Gunnarson)
601.0	REMULO	15-set		DF	2850	ass.	limitata copertura di firn del 2001 / <i>limited cover of 2001 firm</i> (G. Di Gallo, F. Di Gallo)
9604.0	PRUDENZINI	15-set				ass.	qualche residuo di firn del 2001 / <i>some residual 2001 firm</i> (G. Di Gallo, F. Di Gallo)
602.1	MACESSO	15-set		IM	2670	ass.	completamente coperto dal firn del 2001 / <i>completely covered with 2001 firm</i> (G. Di Gallo, F. Di Gallo)
610.0	LEVADE OVEST	3-set		IM	n.v.	ass.	neve vecchia scarsa; forte incremento dei conoidi di alimentazione valanghiva / <i>little old snow; considerable growth of the avalanche-fed cones</i> (Pala)
SETTORE OROBIE							
8703.0	PIZZO RODES	15-set				ass.	minimo residuo nevoso del 2001 / <i>very little 2001 snow residual</i> (D'Adda, Previtali)
8702.0	VAL BOCARDI	15-set				ass.	qualche debole residuo del 2001 / <i>some little 2001 residual</i> (D'Adda, Previtali)
9701.0	VAL FREGGIA	15-set				ass.	estesi residui del 2001 / <i>wide 2001 residual</i> (D'Adda)

Note - n.v.: non valutabile; ass.: snow-line assente. Per le altre voci vedi "Avvertenza per la lettura" pag. 119.

Notes - n.v.: non assessabile; ass.: no snow-line. For all other items, see "Reading instructions" page 127.



5- PARTE SISTEMATICA

SETTORE SPLUGA-LEI

Per tutte le unità osservate (11) si riscontra una situazione di bilancio negativa rispetto allo scorso anno. La snow-line è visibile, in parte, sul solo Ghiacciaio di Tambò, mentre altrove la neve vecchia o è del tutto assente o si dispone in campi disgiunti di minima superficie. Nondimeno si apprezzano gli effetti positivi del carico nevoso dell'anno idrologico 2000-2001, soprattutto per i ghiacciai di Orsareigles, di fatto ricostituitosi, e di Tambò Inferiore. In Val di Lei, i ghiacciai di Pizzo Rosso e di Cima di Lago Nord mostrano di aver anch'essi beneficiato di tale episodio favorevole, mentre il Ghiacciaio di Ponciagna sta portando a compimento la propria, importante variazione morfologica: si è dissolta la lingua terminale, sino a tre anni or sono ancora disposta a raggiungere le acque del lago proglaciale omonimo. Sul Ghiacciaio di Suretta Sud è stato realizzato il bilancio di massa con GPS differenziale, metodica affidabile e di facile esecuzione.

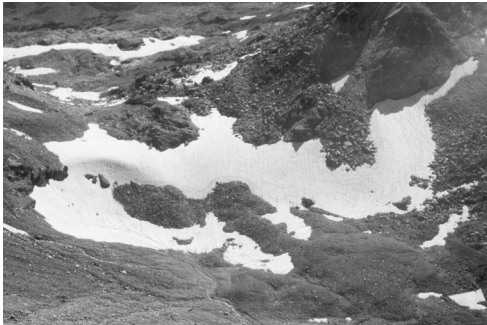


Foto 2 e 3: il glacionevato di Passo Suretta Ovest nel 2001 (a sinistra) e nel 2002 (a destra). La quota modesta dell'unità non ha consentito la conservazione del firn depositato nell'anno idrologico 2000-2001, con conseguente grave ridimensionamento dell'apparato. (P. Piccini, 31.08.2002 e 25.08.2001).

Photo 2 and 3: the West Suretta Pass glacierette in 2001 (left) and in 2002 (right). The firn deposited in the 2000-2001 hydrological year could not keep because of the unit's modest altitude, thus causing a serious reduction of the unit's size. (P. Piccini, 31.08.2002 and 25.08.2001).

371.0 SURETTA SUD

02.08.31

QMF: 2690

decremento lieve

Una parte della zona frontale risulta ancora coperta dal firn del 2001, altrove la copertura nevosa è confinata oltre i 2800 m di quota. Il rilievo nivologico evidenzia ancora accumuli di circa un metro a 2810 m, cosa che rende la stagione migliore rispetto al 1999 e al 2000. Il ghiacciaio risulta già parzialmente scoperto il 22 luglio mentre dimostra di aver parzialmente beneficiato di un mese di agosto fresco e umido. All'atto del rilievo finale sono visibili crepacci aperti nella parte mediana e molta acqua libera sulla superficie. La zona frontale favorisce l'accumulo del morenico che scivola dal pendio soprastante, in prossimità del nuovo segnale: qui la superficie è più bassa di 2 m rispetto all'anno precedente, peraltro eccezionale. Si ripete il rilievo con GPS già eseguito nel 2001. *Snow-line*: assente. (P. Piccini, M. Lojacono). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001*

372.1 PASSO SURETTA OVEST

02.08.31

QMF: 2540

decremento forte

Rispetto al 2001 la riduzione di superficie è vistosa: la placca sita più a Nord, la più estesa negli Anni Novanta, è scomparsa mentre le altre risultano coperte solo dal firn della scorsa stagione, che si è comunque molto ridotto. *Snow-line*: assente. (P. Piccini). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001*

SETTORE CODERA-MASINO

Nonostante la pessima annata 2001-2002 (è stato possibile posizionare la snow-line su un solo apparato), risulta evidente che l'anno idrologico 2000-2001 aveva avuto un favorevole impatto sulle dinamiche nivo-glaciali della Val Masino e delle sue convalle: ovunque permangono infatti vasti e profondi residui nevosi, che sanciscono la ricostituzione di unità in precedenza prossime all'estinzione. In tal senso vanno citati i numerosi apparati del Vallone del Ferro, i ghiacciai di Cameraccio, quelli del Monte Sissone Ovest e Sud-Ovest, il glacionevato del Passo di Mello. Suscita stupore l'imponenza del carico di firn accumulato lo scorso anno dal Ghiacciaio di Rasica Est che, in tal senso, conferma di essere unità davvero peculiare, costituita in gran parte da un enorme





compagine di neve trasformata. Diversi i riscontri in Val Codera: mentre i 4 piccoli apparati di valanga della porzione SE della valle (Arnasca Est e Ovest, Spassato Est e Ovest) denotano il permanere di un discreto beneficio dal carico nevoso dello scorso anno, i tre di testata, e soprattutto il Ghiacciaio di Sivigna NE, si annettono una stagione quasi disastrosa, che ha comportato, oltre all'annullamento del residuo nevoso annuale, la quasi completa scomparsa degli apporti del 2001 che, come già evidenziato lo scorso anno, erano in questo angolo di Lombardia assai meno consistenti che nel resto delle Alpi Centrali italiane.

390.0 SIVIGIA NORD-EST 02.09.14 QMF: 2520 decremento moderato
L'innevamento è nettamente inferiore all'anno scorso, mancando quasi del tutto l'accumulo stagionale ed essendosi in buona parte dissolto il firn del 2001. Il corpo glaciale appare in toto in fase di notevole ridimensionamento: in aggiunta al progressivo collasso della parte centrale, insieme di gobbe ghiacciate ricoperte da scuro detrito fine che ne accelera l'ablazione, si annota il crollo della grotta formatasi l'anno scorso nei pressi del segnale DL. Il settore sottostante il Pizzo Porcellizzo mostra un ritiro frontale mentre il canale del passo omonimo è privo di neve vecchia; il ghiaccio rimasto al di sotto dei detriti è probabilmente sottile, come si evince dall'ulteriore espansione delle finestre rocciose (questa parte del ghiacciaio già a maggio era priva di neve), e tale da far temere un futuro smembramento. La pozza proglaciale posta in vicinanza del segnale CF risulta stazionaria. *Snow-line*: assente. (G. Elli).
Variaz. media annua: - 3 m (2001)

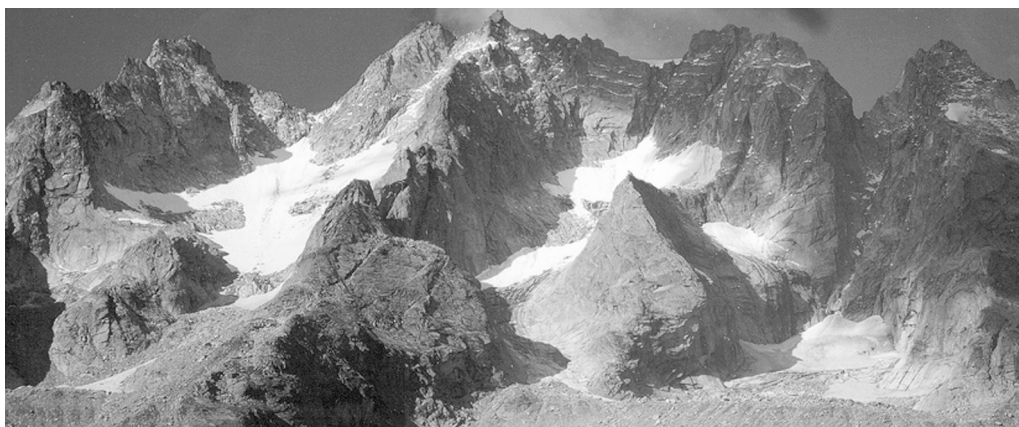


Foto 4: alcune delle unità glaciali del Vallone del Ferro. Da sinistra: Ferro Ovest, Ferro Inferiore (in ombra, in basso), Ferro Superiore (al centro, due placche sovrapposte), Placca del Ferro (in centro-destra), Ferro Centrale (a destra). Tutte si sono notevolmente giovate del forte accumulo nevoso dell'anno idrologico 2000-2001, in parte ricostituendosi. (G. Elli, 15.09.2002).

Photo 4: some of the glacial units of the Vallone del Ferro. From left: West Ferro, Lower Ferro (in the shade, below), Upper Ferro (in the centre, two overlapping patches), Placca del Ferro (in the right-centre). All of them considerably benefited from the strong snow accumulation of the 2000-2001 hydrological year, thus partly re-forming. (G. Elli, 15.09.2002).

399.0 RASICA EST 02.09.14 QMF: 2810 decremento lieve
L'abbondante copertura nevosa dell'anno 2001 si è completamente dissolta a valle della fronte. Questa, libera dai residui dei crolli precedenti, mostra per tutta la sua estensione un profilo lineare e ben definito e si attesta sulle posizioni del 2000, a q. 2810 m. Sulla sinistra idrografica, a valle della fronte, fino a q. 2720 m, vi sono lingue di neve in fase di disfacimento, come testimoniato anche dai tonfi e dai rumori, tipici di crolli interni, provenienti da questo lato. Adagiata sulla roccia alla base del ghiacciaio è ancora presente una placca di ghiaccio morto che si estende dai 2740 m fino al pianoro basale, dove su un nevaio costituito da neve vecchia si innalzano curiosi *coni di sabbia*. *Snow-line*: assente. (A. Barilli).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001

SETTORE DISGRAZIA-MALLERO

Tra le 27 unità osservate, 20 consentono il confronto annuale con il 2001, fornendo un significativo riscontro del segno dinamico dell'annata. Solo due ghiacciai possono essere definiti stazionari (Canalone della Vergine e Cima di Rosso SE), essendo tutti gli altri in fase di decremento. Va comunque sottolineato che il residuo nevoso dello scorso anno ha avuto la possibilità di mantenersi ampiamente, in molti casi occupando ancora la totalità della superficie glaciale, in modo che la stima di bilancio di settore può a ragione essere considerata la migliore,





pur negativa, della Lombardia. Per tale ragione, i regressi frontali risultano contenuti e in qualche caso si annota una variazione positiva rispetto al 2000, quasi sempre per effetto dell'apposizione alle fronti di placche di nevato ad alta densità. I ghiacciai di Corna Rossa, Cassandra Ovest e Centrale, Sassera, Pizzo Rachele, Pizzo delle Tre Mogge e Sassa d'Entova sono oggi assai più vasti che due anni or sono. Prosegue invece il vistoso affievolimento della lingua valliva del Ghiacciaio della Ventina, mentre il Ghiacciaio del Disgrazia offre all'osservatore una forte piena glaciale nel suo settore orientale, che potrà avere nei prossimi anni ripercussioni positive alla fronte. Il Ghiacciaio di Vazzeda vede, su base biennale, una apprezzabile fase di incremento di massa, come si evince dai dati di bilancio raccolti dall'operatore Butti. Tutto ciò nonostante che la snow-line media di settore sia oggi posta attorno ai 3100 m, circa 400 m più a monte che nel 2001.



Foto 5: la lingua valliva del Ghiacciaio della Ventina e il Ghiacciaio di Pizzo Ventina (a destra). Si nota il buon innevamento dei settori sommitali, in parte riconducibile al residuo dell'anno idrologico 2000-2001. (M. Butti, 11.09.2002).

Photo 5: the valley tongue of the Ventina Glacier and the Pizzo Ventina Glacier (right). The good snow cover of the top sectors, partly due to the 2000-2001 residual, is noteworthy. (M. Butti, 11.09.2002).

416.0 VENTINA

02.08.28

QMF: 2212

decremento lieve

Notevole appiattimento della fronte e della lingua (parte coperta di morenico) rispetto al 2001 (visita senza rilievo). Gli accumuli valanghivi in destra idrografica sono modesti e quasi esclusivamente costituiti da residui delle precedenti annate; a sinistra ne è presente un altro, poco a monte della fronte. I torrenti proglaciali stanno spostandosi verso la sinistra idrografica, andando a intaccare la morena laterale. La lingua valliva porta profondi segni di ruscellamento: il suo fianco sinistro, a contatto con la parete E della Punta della Vergine, mostra un'accelerazione della fusione del ghiaccio a opera delle acque superficiali, con un approfondimento del solco già osservato nelle precedenti annate. *Snow-line*: 2780 m (corpo centrale)-3050 m (ramo W). (M.E. Peroschi, F. Cambieri, M. Butti).
Variaz. media annua: - 4,5 m (2000)

419.0 DISGRAZIA

02.09.06

QMF: 2380

decremento lieve

Il lungo e frastagliato margine frontale mostra uno spessore ridotto rispetto al recente passato, lasciando affiorare, in alcuni punti, nuovi segmenti del sottostante substrato roccioso. In generale, l'intera fronte risulta un poco più magra, anche se tormentata e chiaramente assai attiva. Più a monte, in destra idrografica, il ramo alimentato dalla Parete Nord del Monte Disgrazia è invece in fase di piena, come attesta il pronunciato dislivello che questa colata confluyente presenta rispetto al restante corpo glaciale. L'innevamento stagionale risulta quasi inesistente, mentre è ancora ben rappresentato quello dell'anno precedente. Da quanto detto,





risulta che il progresso registrato al segnale è riferibile al solo anno idrologico 2000-2001. Ottimo lo stato di conservazione delle pareti di ghiaccio. *Snow-line*: n.v. (V. Mariani, A. Almasio, M. Butti).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: + 2 m (2000)

425.0 VAZZEDA

02.09.28

QMF: 2764

decremento moderato

Il ghiacciaio è stato soggetto a controlli atti a determinarne il bilancio di massa. I rilievi effettuati non hanno dato l'esito sperato: le paline di tipo estivo infisse nella neve, che a inizio giugno aveva uno spessore medio di circa 3,5 m, alla verifica di luglio erano in parte cadute per la scomparsa del manto. A settembre nessuna delle 5 paline estive è stata ritrovata. Inoltre, dal nevato della stagione 2000-2001 emergeva una sola palina delle quattro infisse nel ghiaccio, quella situata nei pressi della posizione in cui viene scavata abitualmente la trincea. La palina emergeva 2,16 m contro i 1,90 m misurati lo scorso anno, a fine stagione. In questo punto, da inizio giugno sono pertanto scomparsi 3,4 m di neve deposta nell'inverno 2001-2002 e 26 cm di nevato indurito della precedente stagione invernale. L'innnevamento residuo stagionale è assai limitato e confinato nell'area più elevata del ghiacciaio, mentre quello del 2000-2001, pur ridotto di spessore, permane piuttosto esteso dai 2800-2900 m di quota, in modo particolare in destra idrografica. L'isolotto roccioso affiorato nel 1999, coperto da neve lo scorso anno, è riemerso. La misura effettuata dal segnale S16 rileva un avanzamento di 20,5 m, dovuto all'apposizione del nevato, impenetrabile alla sonda. Grazie all'accumulo del 2001 e alle nevicate della seconda parte dell'estate, il ghiaccio non ha quest'anno subito grosse perdite: oltre i 2950-3000 m di quota è ipotizzabile un ulteriore incremento di spessore di circa 1 m, dovuto all'innnevamento stagionale, mentre, a quote inferiori, il nevato del 2001, può aver perso 30-100 cm circa di spessore. *Snow-line*: 2850 m. (M. Butti, M. Urso).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: - 7 m (1997-1998)



Foto 6: il settore orientale (a sinistra) del Ghiacciaio del Disgrazia è interessato da un'onda di piena glaciale che probabilmente raggiungerà la fronte nei prossimi due o tre anni. (M. Butti, 11.09.2002).

Photo 6: the eastern sector (left) of the Disgrazia Glacier is showing an ice wave, which will probably reach the snout in the next two or three years. (M. Butti, 11.09.2002).

SETTORE BERNINA

Tutte le unità osservate (12) risultano in decremento, nonostante si tratti di ghiacciai che raggiungono in molti casi quote massime che sono le più elevate della Lombardia. La conseguente, parimenti elevata, altitudine mediana ha però permesso la conservazione di amplissimi campi di nevato del 2001, soprattutto sui ghiacciai maggiori (Scerscen Inferiore e Superiore, oltre i 3150-3100 m, Fellaria Est oltre i 3200 m) mentre l'esposizione prevalente meridionale ne ha comportato la totale scomparsa dove tale parametro è sito più in basso. Annotiamo così la dissoluzione del firn sui ghiacciai di Varuna e di Cima Fontana NE, siti al limite inferiore dell'alta quota, che proseguono e accentuano, soprattutto il secondo, la propria fase di forte contrazione, e viceversa la tenuta dei due piccoli, alti apparati di Fellaria Superiore, oggi più estesi che nel 2000. Date tali



premesse, è nella fascia altimetrica compresa tra i 2500 e i 2800 m che si evidenziano i fatti dinamici più significativi, quale la progressiva demolizione delle fronti dei ghiacciai di Scerscen, Caspoggio e Fellaria Ovest (che sta per privarsi della propria lingua valliva). Il Ghiacciaio di Fellaria Est sembra invece, per ora, al sicuro da fenomeni vistosi, forte del proprio enorme bacino di accumulo che continua a rifornire adeguatamente i settori inferiori. In toto, comunque, non sfugge la tendenza manifesta delle fronti a raggiungere posizioni più elevate, consone alla realtà climatica attuale. La snow-line media annuale risale di circa 300 m di quota rispetto al 2001 e di soli 20 m nei confronti del 2000: quest'ultimo dato, modesto, trova ragione nel fatto che il limite nivale del settore è già di norma tra i più alti della Lombardia. Si annovera il riconoscimento di una nuova unità glaciale posta sul versante meridionale del Pizzo Varuna.

432.0 SCERSCEN INFERIORE 02.08.29 QMF: 2590 decremento forte
 Si rileva una nuova accelerazione del ritiro delle fronti, nonostante il vasto residuo nevoso che copre l'apparato per circa l'80 % della superficie. Questo è in gran parte costituito dal firn del 2000-2001, che occupa tutte le superfici sub-pianeggianti, interessando sia il bacino di accumulo sia i settori posti a monte dei lobi terminali. Esso è particolarmente profondo alla testata e nel settore meridionale dell'apparato (zona dell'ex-rifugio Scerscen-Entova). La neve vecchia è invece assai meno rappresentata, adagiandosi solo oltre i 3150 m di quota. Le due alimentazioni differiscono per le caratteristiche cromatiche (color panna la prima, bianco candido la seconda). Nella fase attuale, pare conservarsi meglio il citato settore meridionale del ghiacciaio, dove l'emersione di una vistosa banda rocciosa trasversale non ha compiuto progressi apprezzabili rispetto al 2000, mentre la colata principale, e i suoi due lobi, sono ancora in fase di rimaneggiamento: si ritireranno anche nei prossimi anni, nell'ambito di una netta tendenza a raggiungere una quota minima più elevata. *Snow-line*: 3150 m. (R. Peja, V. Paneri, B. Rosa, G. Paneri, S. Alberti). *Variaz. media annua*: - 32,5 m (2001)

434.0 MARINELLI 02.08.28 QMF: 2992 decremento moderato
 Il confronto fotografico, relativo al periodo 1989-2002, evidenzia il costante e vistoso decremento dello spessore della colata, forse interrotto nel biennio 1993-1994 e, di certo, nel corso del 2001. L'arretramento frontale risulta invece lieve, anche se netto, e solo in sinistra idrografica. Il formidabile firn dell'anno idrologico 2000-2001 sembra residuare solo sulle rocce del contorno e sul terreno proglaciale, essendosi dissolto sulla superficie glaciale. In destra idrografica esso disegna il caratteristico nevaio pre-frontale, a forma di ferro di cavallo che, ormai presente da quasi 10 anni, può essere considerato parte integrante del ghiacciaio. In toto, quindi, pur affievolendosi, questo apparato costituisce uno dei rarissimi esempi di unità glaciale in espansione areale negli Anni Novanta in Lombardia. Coordinate GPS (62) della fronte: 46° 20' 39" N - 9° 55' 24" E. *Snow-line*: 3020 m. (R. Peja, V. Paneri, B. Rosa, G. Paneri). *Anno dell'ultimo rilievo precedente*: 2001



Foto 7: il grande Ghiacciaio di Scerscen Inferiore, di circa 500 ha di superficie. Si nota la persistenza di vasti accumuli nevosi riferibili al precedente anno idrologico e anche di un limitato ma significativo residuo stagionale. (V. Paneri, 28.08.2002).

Photo 7: the large Lower Scerscen Glacier with a surface of about 500 ha. Wide snow accumulation from the previous hydrological year and a limited, though significant, seasonal residual are keeping. (V. Paneri, 28.08.2002).



Foto 8: il Ghiacciaio Marinelli ripreso il 28.08.2002. Il vasto glacionevato anteposto alla fronte, formatosi nel 1994, si è di molto ampliato nel corso del 2001. La superficie glaciale è viceversa priva di neve dell'anno. (V. Paneri).

Photo 8: the Marinelli Glacier on 28.08.2002. The large glacierette before the snout, which formed in 1994, has remarkably enlarged during 2001. The glacial surface, on the contrary, has no annual snow. (V. Paneri).



Foto 9: la placca ghiacciata visibile al centro della foto, persistente da molti anni, è stata riconosciuta come unità autonoma nell'estate del 2002 (Pizzo Varuna Sud, n. 8300.0). (M. Butti, 17 agosto).

Photo 9: mid-picture: the stretch of ice has been there for many years and was recognized as an independent unit in the summer 2002 (South Pizzo Varuna, n. 8300.0). (M. Butti, 17th August).

8300.0 PIZZO VARUNA SUD

02.08.17

QMF: 3030 unità di nuova identificaz.

Sempre ben visibile nella iconografia degli Anni Novanta, questa unità merita l'inserimento nell'elenco delle forme glaciali minori. La sua massa è dipendente dall'accumulo nevoso stagionale. Inoltre, in nessuna delle foto disponibili mostra ghiaccio a vista. All'osservazione odierna si presenta completamente coperta di firn dell'anno idrologico 2000-2001. Assente la neve stagionale. Quota massima: 3105 m; superficie: 0,8 ha; esposizione: Sud. Le coordinate sono 15753705133620. *Snow line*: assente (M. Butti)

SETTORE SCALINO-PAINALE

443.0 SCALINO

02.09.29

QMF: 2585

decremento lieve

L'eccezionale innevamento della precedente stagione di accumulo (2000/2001) ha brevemente interrotto la fase di ritiro in atto da anni. Si deve solo a quest'ultimo evento se il ghiacciaio, durante la stagione estiva, ha subito una parziale riduzione limitatamente alle parti che progressivamente si sono scoperte dal nevato. L'innevamento stagionale si limita a coprire, oltre i 2970 m di quota, la parte più elevata del ghiacciaio, protetta dalla Cima di Val Fontana. Una placca di nevato residuo impenetrabile alla sonda copre la parte terminale della fronte, nel punto in cui raggiunge la quota più bassa. Dalle altre misure si evince che il ghiacciaio sta subendo una riduzione più marcata nel settore sottostante il Pizzo Canciano, dove l'esposizione al sole estivo è più prolungata. L'arretramento misurato dal segnale MB98 ha innalzato il limite frontale di una decina di metri mentre, un poco più a destra, una grossa placca di ghiaccio ancora collegata alla colata principale si mantiene nei pressi della posizione rilevata nel 1998. *Snow-line*: 2970 m. (M. Butti).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: - 4,5 m (1998)

SETTORE DOSD -PIAZZI

Tra le 23 unità osservate, 9 consentono il confronto con il 2001, rinvenendosi un solo ghiacciaio stazionario (Val Viola Est) all'interno di un panorama univoco di decremento di massa. Migliori i ragguagli rispetto al 2000, con numerose unità che hanno potuto mantenere parte del firn dello scorso anno presentandosi così rinvigorite. Un bilancio biennale di settore dunque per lo più positivo, nonostante una risalita della *snow-line* media di oltre 300 m di quota rispetto al 2001. Vanno citati il Ghiacciaio Maggiore di Verva, in forte incremento areale per effetto dell'apposizione alla fronte di un vasto glacionevato di valanga, e i ghiacciai di Dosdè (Centrale I e II e Ovest) e di Val Viola, che hanno ricostituito i propri campi sommitali. Notevole invece il depauperamento delle masse nivali del 2001 in Val Campaccio e, in parte, anche sul versante settentrionale della Cima Piazzì (ghiacciai di Rinalpi, Val Lia Est, Val Lia, Cardonnè). Il Ghiacciaio di Dosdè Est non sembra aver subito un ulteriore ridimensionamento.

468.0 CARDONN

02.08.29

QMF: 2480

decremento moderato

La porzione più elevata del ghiacciaio, prossima alla linea di cresta, appare assai più vigorosa rispetto al 2000: il fenomeno è in gran parte ascrivibile all'eccezionale innevamento dello scorso anno, ma vede anche un contributo dalle numerose nevicate del mese di agosto 2002. Anche i vasti pianori centrali sono ancora ben coperti, pure se la neve dell'anno vi è praticamente assente. Le due fronti del ghiacciaio mostrano segni di sofferenza: quella orientale è in via di disfacimento a causa della progressiva emersione della finestra rocciosa centrale (apparsa nel 1994), configurandosi così il prossimo distacco dell'intera porzione terminale; la fronte occidentale, orograficamente ben protetta, mantiene le abituali posizioni, pure se un affioramento roccioso nel settore pre-terminale ne mina la compattezza. Nel complesso, comunque, il ghiacciaio è ancora di dimensioni e spessore ragguardevoli, e denota una notevole ripresa, almeno su base biennale, dei campi di testata. *Snow-line*: 3200 m. (A. Galluccio).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001



Foto 10: un vasto e profondo corpo di valanga occupa il settore frontale del Ghiacciaio Maggiore di Verva, ampliandone la superficie (al centro, verso il basso). A questa modalità, riferibile all'importante residuo nevoso del 2001, si deve la maggior parte dei progressi frontali registrati nel 2002 nelle Alpi lombarde. (V. Bianchi, 07.10.2002).

Photo 10: a large and deep avalanche body lies on the terminus of the Maggiore di Verva Glacier, thus enlarging its surface (middle-lower area). This occurrence, originating from the significant 2001 snow residual, is the cause of most snouts' growth registered in 2002 in the Lombardy Alps. (V. Bianchi, 07.10.2002).

**471.0 VERVA MAGGIORE**

02.10.07

QMF: 2665

incremento forte

L'intero corpo glaciale è coperto di nevato, sul quale è visibile un leggero strato di neve fresca, disposto a chiazze, residuo di eventi recenti. Il fondo del vallone nel quale si annidava la vecchia fronte è riempito di accumuli di valanga: trasformati in ghiaccio, essi fanno ora corpo unico con il ghiacciaio. L'apparato risulta così accresciuto in volume e superficie, al punto che la nuova fronte sorpassa il segnale 1. Pochi metri più a valle si incontrano altri ammassi di neve vecchia e firn, che colmano senza interruzione anche il canalone che scende diagonalmente verso destra sino a raggiungere la sponda meridionale del lago proglaciale, sito nel pianoro sottostante (q. 2600 m). Questi accumuli sono molto estesi, specie sul lato orientale del lago, dove raggiungono uno spessore di diversi metri. La situazione descritta è totalmente ascrivibile al residuo nevoso del 2001. *Snow-line*: n.v. (V. Bianchi). *Anno dell'ultimo rilievo precedente*: 2000. *Variaz. media annua*: + 14 m (1999)

SETTORE DI LIVIGNO

La posizione geografico-climatica nord-alpina, tipica della regione di Livigno, fa sì che la snow-line media del settore sia la più bassa delle montagne lombarde, nonostante il riscontro riguardi una percentuale esigua dei ghiacciai osservati (20 %) e l'anno idrologico 2001-2002 si confermi anche qui assolutamente penalizzante per la conservazione delle masse glaciali. Restano comunque sul terreno i segni della vistosa alimentazione nevosa del 2001, con molti siti occupati da vasti residui, soprattutto nei bacini dei ghiacciai estinti (Pizzo Zembrasca, Vago Sud e Nord) o in via di estinzione (Val Nera Est), in ogni modo non sufficienti a invertire quel trend di dissoluzione glaciale che ha caratterizzato questo territorio a partire dai secondi Anni Novanta. Viene dichiarato estinto il glacionevato delle Mine Inferiore, mentre si annota il forte, ulteriore ridimensionamento del Ghiacciaio di Val Nera Ovest. Discreta invece la tenuta del Ghiacciaio di Campo Nord.



Foto 11: il Ghiacciaio delle Mine. Il margine frontale è occultato da un corpo di valanga del 2001. (M. Marzorati, 07.09.2002).

Photo 11: the Mine Glacier. A 2001 avalanche body hides the snout's limit. (M. Marzorati, 07.09.2002).



Foto 12: l'estinto Ghiacciaio di Vago Sud. Si noti la persistenza del residuo nevoso del precedente anno idrologico. (L. Trada, 08.09.2002).

Photo 12: the extinct South Vago Glacier. The residual snow of the previous hydrological year is still in place. (L. Trada).



991.0 MINE

02.09.07

QMF: n.v.

decremento lieve

Nella parte sommitale si osserva un accentuato disegno della crepaccia terminale, probabilmente dovuto al forte carico nevoso dell'anno idrologico precedente. Nel segmento inferiore del bordo orientale della colata si incrementa la copertura detritica, mentre la placca di ghiaccio ivi posta, un tempo confluyente nel settore frontale, è ormai staccata. La parte di ghiaccio scoperto centrale appare del tutto stazionaria rispetto al 2000. Nel contempo si è invece un poco espansa la porzione pre-sommitale sinistra, grazie a campi di firn del 2001. La misura della fronte non è eseguibile a causa della presenza di un corpo di valanga, stretto ma molto potente, che si allunga verso valle ben oltre la posizione presunta del limite. In ambito extra-glaciale, lungo il bordo occidentale della colata (sinistro), si segnala la presenza di 4 nevai di grosse dimensioni. Quello sito alla quota più elevata (3010 m circa), persistente da alcuni anni, occupa una piccola conca e appare assai consistente (superficie di poco inferiore a 1 ha): si tratta probabilmente di un glacionevato che merita l'inserimento nell'elenco delle *forme glaciali minori*. Verrà visitato all'uopo nel 2003. *Snow-line*: 3000 m. (M. Marzorati, A. Molteni). *Anno dell'ultimo rilievo precedente*: 2001

9409.0 VAGO SUD

02.09.08

QMF: -

forma glaciale minore

Nonostante l'esposizione sfavorevole, questa unità sembra attraversare una fase di parziale ricostituzione, in gran parte, ma non esclusivamente, appannaggio dell'anno idrologico 2000-2001: in più punti del circo, infatti, sono presenti cospicui nevai pluriennali. *Snow-line*: assente. (S. Zocchetti, G. Grazi, C. Lonardo, L. Trada). *Anno dell'ultimo rilievo precedente*: 1998

SETTORE ORTLES-CEVEDALE

Tra le 50 osservazioni svolte, ben 34 consentono il confronto con il 2001, ed è un confronto univoco, rinvenendosi la quasi totalità degli apparati in fase di bilancio negativa. Due le unità incerte e una, l'unica della Lombardia, in probabile incremento di massa. Anche lo studio della snow-line, con 21 casi accertati dovuti all'elevata altimetria media del massiccio, fornisce una buona significatività alle comparazioni con gli anni precedenti: la risalita del limite stagionale della neve, che si posiziona attorno ai 3200 m di quota, è di 250 m rispetto al 2001. Nonostante ciò, nessuno degli apparati visitati ha visto dissolversi completamente il residuo nevoso dell'anno precedente, in modo che il depauperamento del ghiaccio preesistente al 2001 ne è risultato in parte ridotto. Anche in questo settore, come in quello del Bernina, godono di buona salute i pianori sommitali di quota elevata, quest'anno beneficiati pure dalle frequenti nevicate di agosto (con un episodio importante tra il 9 e l'11 del mese): il nuovo crollo della Effluenza delle Rosole del Ghiacciaio del Palon de la Mare costituisce un segno probante di questo fenomeno. È stata identificata una nuova unità glaciale, il glacionevato del Passo delle Platigiole (8505.0).



Foto 13: il Ghiacciaio dei Castelli Ovest il 21 agosto 2001. L'innnevamento residuo, che cela il lago proglaciale, è il più esteso dai primi Anni Ottanta. (A. Galluccio).

Photo 13: the West Castelli Glacier on 21st August 2001. The residual snow cover hiding the proglacial lake is the largest since the early 80's. (A. Galluccio).



Foto 14: il ghiacciaio ripreso il 28 agosto 2002: si nota la forte riduzione dell'innnevamento dell'anno precedente. Il lago proglaciale appare invariato rispetto al 2000. (A. Galluccio).

Photo 14: the Glacier on 28th August 2002. The strong reduction of the snow cover from the previous year is noteworthy. The proglacial lake seems to be unchanged compared to 2000. (A. Galluccio).



8505.0 PASSO DELLE PLATIGLIOLE 02.08.15 QMF: 2880 unità di nuova identific.
 Osservato per la prima volta sul finire degli Anni Ottanta (1988), questo notevole accumulo nivoglaciale di origine eolica ha potuto mantenersi, pur con alterne vicende (nel 1999, ad esempio, appariva smembrato in quattro piccole subunità), sino ai giorni nostri. Tale sopravvivenza induce a inserire l'unità nell'elenco delle forme glaciali minori con il n. 8505.0. L'apparato, le cui dimensioni appaiono dipendenti dall'andamento nivologico delle diverse annate, presenta oggi forma a ferro di cavallo e fronte rettilinea e inclinata. Questa è comune ai due piccoli bacini costituenti, posti sottovento alla modesta dorsale compresa tra il Passo delle Platigliole (2905 m) e la q. 2935.7 CTR. Il ramo orientale sconfinava per pochi metri in territorio atesino. L'esposizione complessiva dell'apparato è settentrionale, la superficie odierna è di circa 3,5 ha, lo spessore massimo di certo superiore ai 10 m (nel ramo Ovest). Due piccoli crepacci di firn solcano la superficie in entrambi i lobi. L'estrema facilità dell'osservazione e il riscontro di una *snow-line* nelle annate precedenti, rendono questa unità un sito privilegiato per le indagini nivologiche. *Snow-line*: n.v. (A. Galluccio, P. Farioli).

494.0 CASTELLI OVEST 02.08.28 QMF: 2745 decremento moderato
 La variazione lineare positiva misurata contrasta nettamente con la realtà fisica attuale del ghiacciaio: la prima è imputabile all'apposizione, davanti e sopra all'estrema propaggine frontale destra idrografica, di un vasto campo di neve di valanga (del 2001) a forma di ferro di cavallo e costituito da ghiaccio vero. La seconda, rispetto al 2000, mostra invece una rilevante contrazione del settore terminale, dove si sono dissolte le due lingue di ghiaccio che, ancora due anni or sono, superavano il gradino roccioso trasversale di q. 2850. La fronte è dunque oggi pensile su detto gradino, eccezion fatta per il citato, modesto lobo destro che, in parte alimentato dalla colata orientale, raggiunge ancora le morene della testata del vallone. I campi alti della porzione principale del ghiacciaio appaiono comunque assai più potenti che nel 2000, grazie al forte residuo nevoso dello scorso anno. La colata orientale mostra un limitato accumulo stagionale, sito oltre i 3100 m di quota, altrove del tutto assente sulla superficie glaciale: si va delineando il futuro distacco di questo ramo, con la formazione di un apparato autonomo. Stazionarie le dimensioni del lago proglaciale. *Snow-line*: 3100 m. (A. Galluccio, L. Bonetti, I. Galluccio).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: + 10 m (2000)



Foto 15: l'imponente mole del Gran Zebrù domina l'omonimo ghiacciaio. Nonostante lo sfavorevole andamento dell'anno idrologico 2001-2002, a fine estate l'apparato è ancora parzialmente coperto di nevato e neve vecchia. (G. Cola, 25.08.2002).

Photo 15: the huge mass of the Gran Zebrù dominates the glacier bearing the same name. Despite the negative course of the 2001-2002 hydrological year, at the end of the summer the unit is still partially covered with firn and old snow. (G. Cola, 25.08.2002).

502.0 GRAN ZEBRÙ 02.08.30 QMF: 2980 decremento lieve
 Non si notano significative modificazioni, anche se il ritiro prosegue in misura moderata. La lingua orientale ha un margine sottile, sui lati in parte nascosto dal morenico, con andamento a V rovesciata. Quella centrale va sempre più restringendosi e diminuisce di spessore. La lingua occidentale ha sempre una parte sinistra occultata dall'abbondante morenico calcareo, mentre in centro e a destra è scoperta: la sua fronte s'immerge ancora nel laghetto posto a monte di una contropendenza. La quota del margine di questa fronte va via via aumentando da Est a Ovest. Ancora assai estesa la copertura nevosa residua del 2001. Discreta quella stagionale, in parte dovuta all'evento nevoso del 10-11 agosto che ha ben alimentato i conoidi valanghivi di testata. *Snow-line*: 3220 m. (G. Catasta, G. Cola).
 Variaz. m. annua: - 5,5 m (lobo centr.: 2001); - 5 m (lobo W: 2000)





Foto 16: il ghiacciaio di Col de la Mare I (a sinistra). La porzione seraccata visibile in alto è in effetti una trasfluenza, in direzione del versante lombardo, di un vasto pianoro ghiacciato sommitale, comune alla Vedretta della Mare, sita in territorio trentino. Allo stato attuale, essa non giunge ad alimentare efficacemente la lingua valliva. Al centro, in alto, la colata pensile del Ghiacciaio di Col de la Mare II. (G. Cola, 18.09.2002).

Photo 16: the Col de la Mare I Glacier (left). The crevassed part on top is actually an ice-outflow, towards the Lombardy side, of a wide ice plateau shared with the Vedretta della Mare, located in the Trentino Region. At present, it does not effectively feed the valley tongue. In the centre, above, the hanging flow of the Col de la Mare II Glacier. (G. Cola, 18.09.2002).

506.1 COL DE LA MARE I

02.08.20

QMF: 2730

decremento moderato

La più che decennale fase di decremento di massa cui è soggetto il ghiacciaio permette oggi di comprendere come parte della sua porzione sommitale sia in effetti una trasfluenza verso NNW dell'alto e ampio pianoro inclinato e della calotta incompleta che ammantano il versante NE del Palon de la Mare (3703 m). Tale settore, compreso tra i 3550 e i 3680 m di quota, è in comune con la tridentina Vedretta de la Mare. La quota 3550 delinea un netto cambio di pendenza, dal quale il ghiaccio fluisce verso il versante lombardo attraversando una soglia sepolta. Della testata visibile dalla Valle delle Rosole, dunque, la parte sinistra, rigonfia e irta di seracchi, è la colata di trasfluenza; questa si innesta a fianco di un più tranquillo, anche se ripido, settore destro, costituito da una breve parete di ghiaccio e da un sottostante bacino glaciale che godono di alimentazione diretta propria e non ricevono trasferimento di massa da monte. In quale misura, attualmente, la descritta colata di trasfluenza alimenti la lingua valliva resta un quesito aperto. Secondo noi, il suo vero bacino di accumulo è proprio quello destro, mentre la seraccata partecipa soprattutto in funzione di "vis a tergo" e solo in minima parte di effettivo trasferimento di massa. I destini della porzione inferiore della colata sono dunque connessi alle dimensioni di tale bacino, attualmente assai ristrette. All'atto del rilievo la neve vecchia è assai scarsa, confinata oltre i 3300 m quota, ma ha portato a un rinvigorismento della porzione sommitale di q. 3550 m, dove le rocce site alla destra idrografica della parete di ghiaccio appaiono meno pronunciate. Gli enormi accumuli del 2001 si sono molto ridotti, senza però scomparire del tutto: vasti campi di firn si incontrano sia nella porzione mediana della lingua (q. 2950-3000 m) sia alla base delle pareti. *Snow-line*: 3300 m. (A. e I. Galluccio, P. Farioli, G. Cola).
 Variaz. media annua: - 15,5 m (2001)

506.2 COL DE LA MARE II

02.09.14

QMF: 3150 ca

incerto

Nonostante i forti accumuli dello scorso anno, l'apparato mostra una perdita di spessore del settore terminale, il quale pare però essere un poco allungato verso valle. Tale riduzione di potenza risulta evidente al confronto fotografico con il 2000, e soprattutto con gli Anni Ottanta, quando la stretta propaggine frontale faceva bella

mostra di un alto margine a falesia. Di più ardua interpretazione la fase dinamica che interessa il corpo glaciale nel suo complesso. Sino allo scorso anno, vi si distinguevano un tratto mediano, caratterizzato dalla presenza di un campo di accumulo nevoso sovrastato da un netto cambio di pendenza, e un bacino superiore, ben delimitato a monte da una crepaccia terminale, accesso alla parete di ghiaccio sommitale. Oggi tutto appare più uniforme: la gobba glaciale intermedia è quasi spianata, il subpianoro superiore indistinguibile dalla parete. Tali variazioni morfologiche, senza precedenti noti, possono essere interpretate come uno stiramento verso il basso dell'intera massa glaciale: non è dato di sapere se per incremento ovvero per decremento della stessa. *Snow-line*: n.v. (A. Galluccio, G. Cola). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001*



Foto 17 e 18: la colata pensile del Ghiacciaio di Col de la Mare II ripresa il 29 agosto 2001 (sopra) e il 14 settembre 2002 (sotto). Si noti l'impressionante variazione del profilo dell'apparato che, in un solo anno, pare aver perso la ripida gobba centrale. Il fenomeno può essere dovuto a uno stiramento verso il basso dell'intera massa. Non è chiaro se per incremento o decremento della stessa o per altri motivi. (A. Galluccio).



Photo 17 and 18: the hanging flow of the Col de la Mare II on 14th September 2002 (above) and on 29th August 2001 (below). The impressive change of the unit's profile, seeming to have lost the steep central bump, is noteworthy. The phenomenon might be due to a downstream stretching of the whole mass induced by shrinkage, or growth or other reasons. (A. Galluccio).

507.0 PALON DE LA MARE

02.09.15

QMF: 2990

decremento moderato

Il lobo orientale (sinistro idrografico, segnale 1), risale di anno in anno lungo il valloncetto che in tempi anche recenti (1990) occupava almeno parzialmente. L'esposizione meridionale ha penalizzato in modo apprezzabile questa porzione (-15 m), che mostra le caratteristiche tipiche di una forte ablazione in atto: la fronte è interamente scoperta e costellata di massi di medie dimensioni in via di rilascio. Nel contempo, sono quasi del tutto scomparsi i campi di ghiaccio coperti di morenico che sottostavano al crestone Sud del Palon de la Mare, che delimitano a monte questo segmento della colata. La sua fronte giunge, presso il segnale, a 2990 m di quota. Il lobo occidentale (in destra idrografica), presenta un margine molto rimaneggiato e sempre più fratturato. Le crepe evidenziano tuttavia grandi pacchi di firn (dai 90 ai 110 cm di spessore). L'immagine raccolta della Cima



S. Matteo evidenzia la persistenza di gran parte dell'abbondantissimo innevamento residuo della stagione scorsa, mentre discreto è pure quello stagionale, con limite inferiore a 3200 m di quota. *Snow-line*: 3200 m. (A. C. Galluccio, M. Bianchi, G. Cola).
 Variaz. media annua: - 13,5 m (2001)

EFFLUENZA DELLE ROSOLE (02.08.25 – A. Galluccio, G. Cola)

In data 25 agosto 2002, senza apparente preavviso e nelle ore notturne, la fronte pensile seraccata dell'effluenza settentrionale del Ghiacciaio del Palon de la Mare (Effluenza delle Rosole) ha prodotto un grandioso crollo, stimabile in 60.000-80.000 m³ di ghiaccio. Il conoide di detrito glaciale ha coperto un'area di circa 4 ha, giungendo con la propaggine più avanzata sino al pianoro soprastante il Rif. Branca (comunque ben protetto da un argine artificiale edificato dopo gli eventi valanghivi disastrosi provocati da un crollo analogo nel marzo del 1993). Nelle settimane successive si sono avuti altri distacchi parcellari. La fronte ha raggiunto nuovamente la posizione che occupava prima del grande crollo del 2000.



Foto 19: la fronte pensile dell'Effluenza delle Rosole del Ghiacciaio del Palon de la Mare è crollata nella notte tra il 24 e il 25 agosto 2002, senza chiari segni premonitori. (A. Galluccio).

Photo 19: the hanging snout of the Rosole Flow of the Palon de la Mare Glacier collapsed in the night between the 24th and 25th August 2002, without any prior warning. (A. Galluccio).

507.1 FORNI

02.09.12

QMF: 2500

decremento forte

Mediante l'uso di paline collocate sulla lingua comune e nel bacino centrale di accumulo, è stata valutata la quantità di ghiaccio dissipata nel corso dell'estate: una lama d'acqua di 470 mm nei pressi della fronte, di 300 mm nel pianoro di confluenza delle tre colate, di 166 mm al di sopra della seraccata centrale. La quota della ELA teorica è stata individuata a 2990 m. La linea del nevato si attesta attorno ai 2950-3000 m, essendo situata a 3000-3050 m nel bacino occidentale e a 3000-3150 m in quello orientale. Più in alto è posto il limite inferiore della neve dell'annata (3000-3050 nel settore centrale, 3000-3100 in quello occidentale e 3050-3150 in quello orientale). Tutto ciò conferisce al ghiacciaio una caratteristica zebraatura orizzontale: scaglionati in senso verticale, dal basso, si possono osservare il ghiaccio vecchio ricco di impurità, il *ghiaccio di sovrapposizione*, di aspetto vitreo, il grigio nevato, a sua volta coperto dal bianco cangiante della neve dell'annata e alle quote più elevate dalla neve estiva. La progressiva contrazione del ghiaccio nel valloncetto retrostante l'*Isola Persa* ha portato nel corso del 2001, in una concavità rocciosa a q. 2710 m, alla formazione di un piccolo specchio d'acqua, ampliatosi nel 2002. Caratterizzato da una forma a triangolo scaleno, ha due lati in roccia, mentre il lato più lungo è costituito quasi interamente dalla fronte glaciale (*lago di sponda*). La sua superficie attuale è di 2070 m². Il ghiaccio a immediato contatto con il lago è caratterizzato da numerose fratture beanti, parzialmente riempite di acqua, il che lascia supporre che le dimensioni reali del lago siano ben maggiori, in quanto l'acqua penetra nel ghiaccio attraverso tali spaccature, sfaldandolo. La presenza di alcuni iceberg attesta del lavoro delle acque, che provocano per isostasia il distacco dei blocchi di ghiaccio. I due torrenti emuntori sono caratterizzati da portate assai differenti: il torrente di sinistra idrografica (grandiosa porta glaciale) mostra un deflusso notevolmente maggiore rispetto al rio che attualmente nasce dal bordo destro della lingua, il che fa propendere per l'ipotesi che si tratti della "risorgiva" del torrentello del Ghiacciaio del Palon de la Mare, che scompare al di sotto del Ghiacciaio dei Forni 500 m più a monte. *Snow-line*: 3050 m (G. Casartelli, Cola G., A. C. Galluccio).
 Variaz. media annua: - 23,5 m (2001)





Foto 20: veduta dei bacini centrale (al centro) e occidentale (a destra) del Ghiacciaio dei Forni. La persistenza del firn del 2001, unita alla presenza di neve vecchia stagionale e di apporti freschi, conferisce alla superficie glaciale una caratteristica zonatura orizzontale. (G. Cola, 29 agosto 2002).

Photo 20: view of the central and western basins (in the centre and on the right) of the Forni Glacier. The 2001 firn, the seasonal old snow and the fresh supplies draw peculiar horizontal bands onto the glacial surface. (G. Cola, 29th August 2002).



Foto 21: il Ghiacciaio di Pizzo Tresero SW è un residuo glaciale, frutto di un doppio smembramento, dapprima del Ghiacciaio di Dosegù (Anni Cinquanta) e poi di quello di Punta Pedranzini (anni Novanta). La firn-line visibile (2001) non è climatica ma si deve a fattori locali di tipo eolico. (L. Bolognini, 21.09.2002).

Photo 21: the South-West Pizzo Tresero Glacier is a glacial residue, the result of two consecutive break-ups, first from the Dosegù Glacier (50's), then from the Punta Pedranzini (90's). The visible firn-line (2001) is not a consequence climatic factors but of aeolian ones. (L. Bolognini, 21st September 2002).

510.1 PIZZO TRESERO NORD

02.09.14

QMF: 3050

incremento lieve

Al confronto fotografico con le annate passate più recenti, pare di cogliere un lieve progresso della lingua, aspetto dinamico che va comunque considerato incerto. Sicuro invece il consolidamento della fase di incremento di massa della parte superiore del ghiacciaio e della parete di ghiaccio sommitale, evento esordito nel 2000, successivamente ai gravi depauperamenti verificatisi nel 1998 e nel 1999. Il ghiacciaio è rimasto completamente innevato per l'intera estate, soprattutto grazie al forte apporto nevoso dell'evento del 10 e 11 di agosto, che non si è più dissolto. Un attento esame, svolto a più riprese, suggerisce inoltre una estesa copertura di neve vecchia, caso assai raro in questa annata poverissima di residui nevosi. *Snow-line*: 3080 m. (A. Galluccio, A.C. Galluccio). *Anno dell'ultimo rilievo precedente*: 2001

512.2 PIZZO TRESERO SUD-OVEST

02.08.24

QMF: 3140

decremento forte

La situazione favorevole del 2001 è stata azzerata dall'andamento nivometeorologico dell'anno in corso: la copertura nevosa residua è infatti minima. La superficie è liscia e solcata da *bédières*. La fronte, stabile risulta separata dal rimanente corpo glaciale da un lingua rocciosa che la percorre in senso longitudinale per alcune decine di metri. *Snow-line*: 3200 m. (L. Bolognini, A. Borghi, G. Cola). *Variatz. media annua*: - 3 m (2001)

519.0 ALPE SUD

02.09.05

QMF: n.v.

decremento forte

Innevamento residuo dell'anno assente e sensibile riduzione sia di superficie sia di spessore del firn: il bilancio di massa è dunque negativo, come attestato dai dati raccolti nel sito nivologico, dove nel corso dell'estate sono andati perduti 139 cm di firn dell'anno idrologico 2000-2001 e 77 cm di ghiaccio. Per la misura frontale è stato utilizzato il vecchio segnale in quanto l'eccezionale innevamento residuo del 2001 ha di fatto ricolligato la



parte inferiore del ghiacciaio al soprastante corpo principale. Va però detto che, se l'andamento sfavorevole di quest'anno si dovesse ripetere con la medesima intensità nella prossima stagione di ablazione, risulterà molto probabile il riproporsi di tale separazione. *Snow-line*: assente. (L. Bonetti, A. Galluccio, G. Cola, L. Bolognini).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: - 1,5 m (2000)

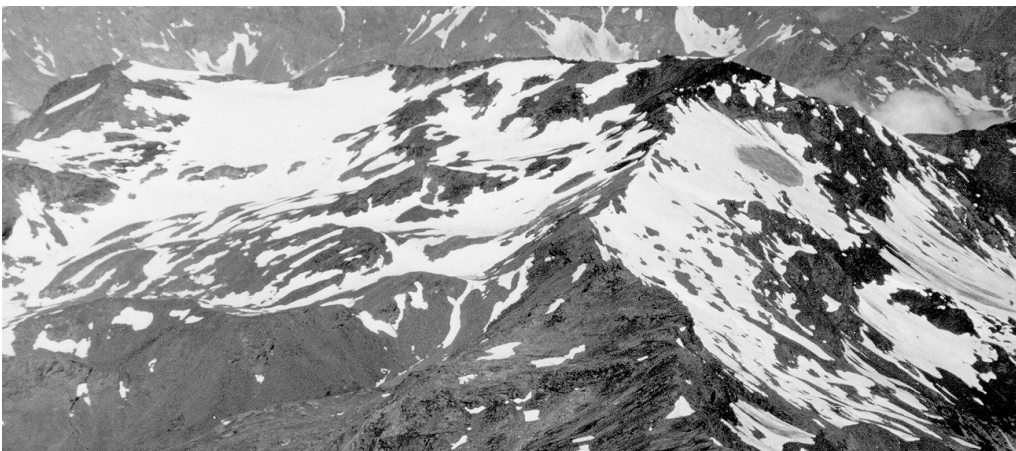


Foto 22 e 23: il Ghiacciaio di Alpe Sud, sede del principale sito nivologico glaciale della Lombardia (a sinistra), ripreso il 2 settembre 2002 (in alto) e il 26 agosto 2001 (in basso). Impressionano le differenti condizioni di innevamento. (G. Cola).

Photo 22 and 23: the Alpe Sud Glacier, hosting the main glacial snow monitoring site of the Lombardy Region (left) on 2nd September 2002 (above) and on 26th August 2001 (below). The different condition of snow masses is surprising. (G. Cola).

SETTORE OROBIE

S. D'Adda

I rilievi hanno interessato 30 ambiti glaciali (24 individui glaciali veri e propri e 6 forme glaciali minori), di cui 12 sono stati sottoposti alla sola osservazione fotografica e 18 al rilievo glaciologico. Dopo 9 anni sono stati finalmente osservati e riesplorati i siti glaciali del Gruppo di Rodes (Val Bocardi, Pizzo Rodes e Val Freggia). Gli esigui spessori nevosi rilevati sul Ghiacciaio del Lupo a metà giugno avevano prefigurato un scenario molto negativo per il glacialismo orobico, e sin qui mai riscontrato in questi termini, confermato dai dati di fine estate: su 18 apparati rilevati, ben 15 non recano alcuna traccia di residui nevosi dell'annata mentre gli altri 3 (Marovin, Porola e Scais) conservano resti scarsissimi, sempre inferiori al 5% della singola superficie. Questa sfavorevolissima situazione non si è concretizzata in una generalizzata e forte riduzione della massa glaciale presente prima del 2001 solo grazie all'abbondanza dei resti nevosi della scorsa stagione.

541.0 MAROVIN

02.09.10

QMF: 2025

decremento lieve

È questo uno dei pochi ghiacciai orobici che presenta qualche residuo nevoso dell'annata. Alcune placche, confinate nel settore più elevato e ai piedi dei canali valanghivi del settore mediano destro, coprono nel complesso circa il 5% della superficie. Per il resto si osserva una buona conservazione del nevato 2001, che lascia libera solo una fascia di ghiaccio nel settore inferiore, in parte coperta da detrito.





Anche nella parte inferiore del settore destro è presente una lunga colata di detrito, dislocatasi durante la precedente stagione invernale (2000-2001). In questo settore il nevato del 2001, particolarmente consistente, ha riempito e livellato le numerose fessurazioni formatesi negli anni scorsi, ricostruendo di fatto fisionomie descritte anni or sono. Gli attuali limiti frontali sono interamente costituiti da nevato trasformato, indurito, impenetrabile alla sonda. L'avanzamento di 33 m rilevato dal segnale S15 costituisce un'eccezione: le altre misure, riferite a nevato, rivelano una fronte sostanzialmente stazionaria. *Snow-line*: 2400 m. (M. Butti).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: + 1 m (2000)



Foto 24: la testata della Valle Armisa costituisce un ambito glaciale significativo nonostante la quota modesta del rilievo, che supera di poco i 3000 m (il Pizzo Coca, a sinistra). Sono ancora visibili i resti del magnifico innevamento del 2001 (da sinistra: i ghiacciai dei Marovin, Dente di Coca, Costa d'Arigna e Lupo. (M. Butti, 10.09.2002).

Photo 24: the head of the Armisa Valley forms a significant glacial area despite the moderate altitude of the mountain, just slightly higher than 3000 m (Pizzo Coca, left). The residuals from the 2001 great snowfall are still visible (from the left, the glaciers of Marovin, Dente di Coca, Costa d'Arigna e Lupo. (M. Butti, 10.09.2002).

543.0 LUPO

02.09.10

QMF: 2425

decremento lieve

Oltre alle tradizionali osservazioni autunnali, il ghiacciaio è stato monitorato nell'ambito del progetto "Evoluzione del manto nevoso residuo annuale". Complessivamente è stato oggetto di 5 osservazioni. Una prima parte dell'estate particolarmente calda e un prolungato periodo di frequenti piogge hanno annullato il modesto strato nevoso presente all'inizio della stagione ablativa (273 cm), in buona parte deposto nel periodo primaverile. La singolarità dell'esito stagionale è però legato alla totale assenza dei depositi d'origine valanghiva, a sottolineare come anche questa tipologia d'accumulo abbia avuto quest'anno limitate manifestazioni. La sfavorevole situazione ha inoltre determinato la riduzione areale e volumetrica del nevato del 2001, comunque conservatosi su ben oltre la metà della superficie. L'apparato sembra aver subito una modesta perdita di massa nella parte più ripida della fronte, non protetta dal nevato sin dalla seconda metà dell'estate dello scorso anno. Inoltre, lungo il pendio di testata sono riemerse le vaste colate di detrito. A valle della fronte permane ben protetta dal nevato e dal detrito una grossa placca di ghiaccio. L'unica misura effettuata rileva la posizione della fronte nel punto in cui raggiunge la quota più bassa, incuneandosi in uno stretto valloncetto. L'arretramento, pur rilevante, non ha di conseguenza determinato che una modesta perdita di massa. *Snow-line*: assente. (M. Butti, S. D'Adda).

Variaz. media annua: - 16 m (2001)





Foto 25: il Ghiacciaio di Trobio Ovest è oggi in condizioni migliori rispetto al recente passato grazie al recupero di massa ottenuto nel 2001. A sinistra il glacionevato di Trobio Centrale, ancora totalmente innevato. (F. Mocci, 15.09.2002).

Photo 25: the West Trobio Glacier is now in a better situation than in its recent past, thanks to a mass recovery occurred in 2001. On the left, the Central Trobio glacierette is still completely covered with snow. (F. Mocci, 15.09.2002).

566.0 TROBIO EST

02.09.07

QMF: 2680

decremento lieve

Neve residua stagionale assente. L'apparato si presenta in condizioni simili a quelle dell'anno 2000, giacché una sola stagione negativa ha vanificato quasi completamente l'eccezionale accumulo nevoso del 2001. Si nota comunque una minore estensione del detrito nel settore sinistro e la conservazione, nel settore destro superiore e alla fronte, di vecchio nevato molto compatto, che definisce una sorta di snow-line al contrario. *Snow-line*: assente. (F. Mocci).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001

567.0 TROBIO OVEST

02.09.07

QMF: 2540

decremento lieve

Nonostante la totale assenza di residui nevosi dell'annata, l'abbondante innevamento residuo del 2001 consente all'apparato di presentarsi in condizioni migliori rispetto all'anno 2000: si osserva infatti una diminuzione del morenico su tutta la superficie, una minore estensione dei *numatak* del settore sinistro e la conservazione di vecchi nevati nel settore superiore, in particolare sotto le pareti del Monte Gleno. Le *bédières* poste sulla fronte sono assai meno profonde che negli scorsi anni e, al momento dell'osservazione, scarsamente attive. Il settore frontale presenta l'usuale accumulo di neve, che nasconde il segnale di misura. *Snow-line*: assente. (F. Mocci).

Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001

SETTORE ADAMELLO

Tra le 13 unità che permettono il confronto con il 2001, 9 risultano in decremento di massa e 2 stazionarie (Cima Wanda e Cima dei Laghi Gelati), mentre 2 sono le forme glaciali minori osservate. Una più ampia panoramica sullo stato del glacialismo del settore (35 osservazioni in totale) permette di appurare che importante davvero è stato il contributo dell'anno idrologico 2000-2001, con vasti accumuli su gran parte degli apparati e numerosi casi di forte rimpinguamento, con differimento di estinzioni ormai alle porte (Punta Venerocolo, Passo Brizio, Avio Ovest, Plem, Baitone Est, Ciam del Laghetto, Macesso). Il contributo nevoso dell'anno 2001-2002 è invece molto modesto ma non proprio irrisorio, visto che su un campione analizzato di 34 apparati, 11 hanno consentito il posizionamento della snow-line mentre per 4 unità essa non è stata individuata per copertura nevosa recente. Il tutto nonostante la quota della snow-line media di settore sia risalita di 400 m rispetto al 2001. In tal modo il grande Ghiacciaio dell'Adamello, che da solo costituisce più di un decimo della copertura glaciale lombarda, ha potuto annettersi un biennio globalmente un poco più favorevole, anche se le fronti delle sue effluenze (Miller, Corno di Salarno, Salarno, Adamè e Mandrone) non hanno ancora reagito positivamente a tale incremento di massa e chissà se mai ne avranno la possibilità. Di conseguenza si è completato il distacco della porzione terminale dell'Effluenza Salarno (oggi denominato *Ghiacciaio Baltzer*), destinata a un rapido disfacimento, mentre le fronti dell'Adamè e del Mandrone proseguono nella fase di più che decennale ritiro. Si annota che, comunque, il sito nivologico del Ghiacciaio di Pisgana Ovest fa registrare un significativo accumulo residuo, mentre la lingua dell'apparato non è lontana da un clamoroso smembramento, evento che costituirà nei prossimi anni la più importante modificazione morfologica dei ghiacciai lombardi.



Foto 26: la lingua valliva del Ghiacciaio di Pisgana Ovest si sta rapidamente ritirando e nei prossimi anni rischia di separarsi dalla parte mediana della colata per effetto di incipienti affioramenti rocciosi (E. Zucchini, 24.08.2002).

Photo 26: the valley tongue of the West Pisgana Glacier is quickly shrinking and in the next years it is likely to split from the medial part of the flow, where the rocks are gradually emerging. (E. Zucchini, 24.08.2002).

577.0 PISGANA OVEST

02.08.24

QMF: 2565

decremento forte

Rispetto alle osservazioni dell'anno 2000, l'apparato presenta un forte arretramento della fronte e l'appiattimento della falesia glaciale sita in destra idrografica. Si osservano inoltre un incremento della superficie dei *nunatak* e la comparsa di affioramenti rocciosi nella ripida porzione intermedia, tra lingua e bacino superiore, più evidenti nel settore occidentale dell'apparato, che risulta il più penalizzato. È in aumento la copertura detritica sotto la finestra rocciosa centrale. Si notano numerosi residui glaciali fossili esterni al contorno del ghiacciaio. La neve residua dell'anno è presente solo sui pendii superiori, con una *snow-line* identificabile tra i 2950 e i 3000 metri. *Snow-line*: 2950 m. (M. Monfredini, M. Pala, E. Zucchini, A. Galluccio, G. Cola).
Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001. Variaz. media annua: - 32,5 m (2000)



Foto 27: l'enorme bacino di accumulo settentrionale del Ghiacciaio dell'Adamello (Effluenza Mandrone) ripreso l'8 settembre 2002. Si nota un consistente residuo nevoso, in gran parte riferibile al precedente anno idrologico. (M. Monfredini).

Photo 27: the huge northern accumulation basin of the Adamello Glacier (Mandrone Flow) on 8th September 2002. The consistent residual snow, mostly belonging to the previous hydrological year. (M. Monfredini).

608.0 ADAMELLO (complessivo)

02.08.19

QMF: 2550

decremento moderato

Snow-line: 3050 m. (M. Monfredini, E. Zucchini, M. Pala, F. Pelosato). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001*

608.0 Conoide Salerno

02.09.16

QMF: 2550

decremento forte

Il conoide, rispetto al 2001, presenta in toto una sensibile riduzione di superficie. La parte superiore, confinante col Ghiacciaio Baltzer, è priva di accumulo e in fase di assottigliamento (affiora una barra tonalitica trasversale), così come quella in sinistra idrografica (rispetto al 2001, si ha qui una riduzione di spessore di 5-6 m). La fronte è costituita da una chiazza di nevato grigio che termina in corrispondenza del segnale 20FP: questo, nell'anno 2000, era stato posto 52 m a monte del limite di allora, lungo una linea normale alla congiungente i due segnali Saibene del 1958, (linea che costituiva il riferimento per le misure di tutti gli anni precedenti). Anche la parte di conoide posta al di sotto dell'Effluenza del Corno di Salerno appare contratta, pur ancora ben alimentata dai frequenti crolli di ghiaccio. (F. Pelosato).
Variaz. annua: - 52 m (2001)



608.0 Effl. Salarno e Ghiacciaio Baltzer 02.09.16 QMF: 2850-2670 decremento moder.

La lingua terminale dell'Effluenza di Salarno, staccatasi nel 2001 dalla fronte attiva (era rimasta solo una stretta propaggine di congiunzione sul lato sinistro), per la quale è stato proposto il toponimo di Ghiacciaio Baltzer, quest'anno si è completamente separata e appare inoltre ulteriormente ridotta, sia in volume sia in superficie. La sua fronte accusa un arretramento di 10,5 m rispetto al segnale FP99 (2660 m): nel 2001 il limite era in coincidenza del segnale, pur sommerso dagli accumuli del conoide di rimpasto. L'Effluenza di Salarno, planimetricamente stabile, mostra una riduzione di spessore (QMF: 2850 m). Variaz. media annua: - 10,5 m (2001)

608.0 Pian di Neve 02.09.15 QMF: 2550 decremento lieve

La *snow-line* è identificabile attorno a q. 3050 m nel settore centrale e orientale del Pian di Neve, anche se il dato non può essere considerato sicuro a causa della sovrapposizione di leggeri apporti recenti. Il compatto firn del 2001 è ancora assai esteso. Rispetto al 2000, anno del precedente rilievo, si nota il vistoso rimpinguamento dei settori sommitali, quelli addossati ai versanti di contorno, con riduzione delle costole rocciose (settore dal Dossan di Genova a Monte Fumo) e degli altri affioramenti (versanti Sud del Corno Bianco e zona del Passo degli Inglesi). (M. Monfredini, E. Zucchini). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2000*

608.0 Effluenza Mandrone 02.08.19 QMF: 2550 decremento lieve

Si apprezza un ulteriore lieve arretramento e appiattimento della fronte rispetto all'anno 2001, specie nel settore Ovest. Permane vasta la copertura di firn del 2001, posta comunque oltre i 2900 m di quota. Di non semplice delimitazione la *snow-line* dell'anno, soprattutto nei settori centrale e orientale (attorno ai 3050-3100 m di quota), mentre l'intero settore occidentale (Passo Brizio e Cima Venezia) è privo di neve residua dell'anno. (M. Monfredini, E. Zucchini). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2001*

608.0 Effluenza Adamè 02.09.03 QMF: 2550 decremento moderato

Rispetto alle ultime osservazioni fotografiche disponibili (2000), si osserva un arretramento e appiattimento dell'effluenza, oggi adagiata nella sola parte superiore del gradino roccioso. Il ritiro interessa soprattutto i lobi situati in posizione centrale. In riduzione anche le dimensioni dei seracchi, specie nella parte più occidentale. Assenza di significativi conoidi basali. Non si nota neve vecchia sull'effluenza vera e propria mentre una *firn-line* è identificabile sul Pian di Neve al di sopra dei 3050 m. Qualche campo di firn del 2001 è presente, sui due lati, negli avvallamenti che fiancheggiano la colata, tra questa e le costiere che la delimitano. (M. Pala). *Anno dell'ultimo rilievo precedente: 2000*



Foto 28: il bacino glaciale di Salarno, alla testata della Valle omonima (a sinistra l'Effluenza del Corno di Salarno, in basso l'enorme conoide di rimpasto, a destra l'Effluenza di Salarno, la cui propaggine estrema si è staccata nel 2002). Sino ai primi decenni del XX secolo, il vallone era occupato dalla lingua valliva del Ghiacciaio di Salarno, oggi scomparsa. (F. Pelosato, 16.09.2002).

Photo 28: the Salarno glacial basin, at the head of the Valley bearing the same name (on the left the Corno di Salarno Flow, below the huge kneaded-ice cone, on the right the Salarno Flow whose extreme limit disjoined in 2002). Until the first decades of the 20th century, the valley tongue of the Salarno Glacier, now gone, flowed in the deep valley. (F. Pelosato, 16.09.2002).

5 - SYSTEMATIC PART

SECTOR: SPLUGA-LEI

All surveyed units (11) registered a negative balance trend compared to last year. The snow-line was partly visible only on the Tambò Glacier, while elsewhere the old snow was either absent or scattered in small, separated patches. However, the snow supply of the 2000-2001 hydrological year produced positive effects, above all on the Orsareigles Glacier, which actually re-formed, and on the Lower Tambò Glacier. In the Lei valley, Pizzo Rosso and Cima di Lago North glaciers seemed to have benefited from such a favourable event, while the Ponciagna Glacier has completed its significant morphological evolution: its terminal tongue, that three years ago still reached the proglacial lake bearing the same name, was gone. The mass balance of the South Suretta Glacier was carried out with the use of differential GPS, which proved a reliable and easy-to-use technique.

Photo 2 and 3 (West Suretta Pass glacierette in 2001 and 2002): see page 135

371.0 SURETTA SUD 02.08.31 QMF: 2690 slight shrinkage
Part of the snout area was still covered with 2001 firn, elsewhere the snow cover was present only above 2800 m of altitude. The snow survey registered an accumulation of about one metre at 2810 m, which made this season better than 1999 and 2000. The glacier was already partially uncovered on 22nd July and seemed to have benefited from a cool and wet August. At the time of the final survey, some crevasses were visible in the mid-section, with plenty of water running on the surface. The snout area favoured the accumulation of the drift sliding from the slope above, next to the new mark: here the surface was 2 m lower than in the previous, extraordinary year. The GPS survey, already carried out in 2001, was repeated. *Snow-line*: absent (P. Piccini, M. Lojaccono).
Year of last previous survey: 2001

372.1 PASSO SURETTA OVEST 02.08.31 QMF: 2540 considerable shrinkage
The surface considerably shrank compared to 2001. The northernmost patch of ice, the largest one in the 90's, has disappeared while the others were covered only by the firn of the previous season, though strongly reduced to the before-2001 dimensions. *Snow-line*: absent (P. Piccini).
Year of last previous survey: 2001

SECTOR: CODERA-MASINO

Despite an extremely negative 2001-2002 season (the snow-line could be located only on one unit), it was clear that the 2000-2001 hydrological year had a favourable impact on the snow-ice dynamics of the Val Masino and its side-valleys. Everywhere large and deep snow residuals confirmed, indeed, the re-forming of units on the verge of extinction. To this effect, the following units should be mentioned: Vallone del Ferro, Cameraccio, West and Southwest Monte Sissone glaciers and the Passo di Mello glacierette. The huge amount of firn accumulated last year on the East Rasica Glacier was surprising; this unit was definitely peculiar, being mainly made of a huge mass of transformed snow. The surveys in Val Codera showed the following: while the 4 small avalanche units in the south-eastern part of the valley (East and West Arnasca, East and West Spassato) fairly benefited from last year snow supplies, the three head units, especially the NE Sivigna Glacier, were characterised by a nearly disastrous season which not only melted the annual residual snow but also dissolved the 2001 supplies. As already mentioned last year, in this part of Lombardy the supplies were far less abundant than in the remaining Central Alps.

390.0 SIVIGIA NORD-EST 02.09.14 QMF: 2520 moderate shrinkage
The snow cover was definitely thinner than last year, as the seasonal accumulation was nearly lacking and most of the 2001 firn had disappeared. The whole glacier body seemed to be undergoing a phase of considerable restructuring. Apart from the gradual collapse of the central part, made of ice bulges covered with dark supraglacial till that accelerate ablation, one could notice the collapse of the cave formed last year near the DL mark. The sector below Pizzo Porcellizzo registered a retreat of the front, while the canal of the Porcellizzo pass had no old snow. The ice below the till was probably thin, as proved by a further expansion of the rocky inliers (this part of the glacier already had no snow in May), and seemed to be next to breaking-up. The small proglacial lake close to the CF mark was unchanged. *Snow-line*: absent (G. Elli).

Annual average variation: - 3 m (2001)

Photo 4 (Vallone del Ferro glaciers): see page 136

399.0 RASICA EST 02.09.14 QMF: 2810 slight shrinkage
The abundant 2001 snow cover completely melted below the snout. This latter, free from the residuals of previous collapses, seemed to have a linear and well-defined profile along the whole extension and remained stable at 2810 m, as in 2000. On the hydrographic left, below the snout and around 2720 m of altitude, some snow fields were undergoing a weathering phase, as proved by the plops and the noise typical of internal collapses coming from this side. A stretch of dead ice still laid on the rock at the base of the glacier stretching from 2740 m to the base plateau, where curious sand cones rose from a snowfield formed by old snow. *Snow-line*: absent (A. Barilli).
Year of last previous survey: 2001

SECTOR: DISGRAZIA-MALLERO

Amongst the 27 surveyed units, 20 could be compared to 2001 providing a significant check of the dynamic phase of the year. Only two glaciers could be classified as unchanged (Canalone della Vergine and SE Cima di Rosso), being all the others in a shrinking phase. However, it should be remarked that the snow residual from the last year was still present, in some cases covering the whole glacial surface; the balance estimate for this sector can rightly be considered the best one, though still negative, in the Lombardy Alps. For this reason, snout's shrinkages were limited, sometime even showing a positive variation when compared to 2000, nearly always due to the deposit of high-density firn at the snouts. The glaciers of Corna Rossa, West and Central Cassandra, Sassersa, Pizzo Rachele, Pizzo delle Tre Mogge and Sassa d'Entova were much larger than two years ago. The considerable thinning of the valley tongue of the Ventina Glacier continued, while the Disgrazia

Glacier showed a strong ice wave in its eastern sector, hinting to a positive effect on the snout over the next years. On a two-year basis, the Vezzeda Glacier registered a relevant mass growth, as proved by the balance figures gathered by the operator Butti. All this despite the fact that the sector's mean snow-line was now located at about 3100 m, about 400 m higher than in 2001.

Photo 5 (Ventina and the Pizzo Ventina Glaciers): see page 137

416.0 VENTINA 02.08.28 QMF: 2212 slight shrinkage
The front and whole tongue considerably thinned (partly covered with drift) compared to 2001 (visit without survey). The avalanche accumulation on the hydrographic right was scarce and almost exclusively formed by residuals of the previous years. There was another accumulation on the left, slightly above the snout. The proglacial streams were moving towards the hydrographic left, thus eating into the lateral moraine. The valley tongue showed deep signs of rill erosion; its left side, brushing the E wall of the Punta della Vergine, registered an accelerated ice melting due to surface waters, with a deepening of the furrow already observed in the previous years. *Snow-line*: 2780 m (central body) - 3050 m (W branch). (M. E. Peroschi, F. Cambieri, M. Butti).
Annual average variation: - 4,5 m (2000)

419.0 DISGRAZIA 02.09.06 QMF: 2380 slight shrinkage
The long and uneven frontal margin was thinner than in the recent past, letting new segments of the rocky substrate to emerge in some areas. In general, the whole front was slightly thinner even though uneven and quite active. Higher up, on the hydrographic right, the branch fed by the North wall of Monte Disgrazia was instead bulging, as proved by the remarkable difference in height characterising this flow versus the other parts of the glacial body. The snow of the last winter was almost totally gone while there was still snow left from the previous year. The above indicated that the growth registered at the measurement mark shall be referred to the 2000-2001 hydrological year only. The conditions of the ice walls were excellent. *Snow-line*: n.a. (V. Mariani, A. Almasio, M. Butti).
Year of last previous survey: 2001. Annual average variation: + 2 m (2000)

425.0 VAZZEDA 02.09.28 QMF: 2764 moderate shrinkage
This glacier was subject to surveys aimed at determining its mass balance. The surveys carried out did not produce the expected results; some ranging rods driven into 3,5 m of snow at the beginning of June, were found prostrated in July because the snow cover had melted. In September, none of the 5 ranging rods could be found. Moreover, only one out of 4 rods set into the ice emerged from the 2000-2001 snow cover, it was the one close to the position where the sampling trench is usually dug. The rod emerged 2,16 m against 1.90 m measured last year at the end of the ablation season. In this area, the 3,4 m of 2001-2002 winter snow disappeared at the beginning of June as well as 26 cm of hardened firn from the previous winter. The seasonal residual snow cover was very limited and confined to the glacier's upper area, while the 2000-2001 firn, though somewhat reduced, was still present above 2800-2900 m of altitude, particularly at the hydrographic right. The rocky islet surfaced in 1999 and covered by snow last year, re-emerged. The survey carried out from the S16 mark registered a growth of 20,5 m, due to hard firn that the stake could not penetrate. Thanks to the 2001 accumulation and to the snowfalls of the second half-summer, this year the ice was not subject to serious losses; one can assume that above 2950-3000 m of altitude the thickness further increased by 1 m due to the seasonal snowfall, while the 2001 firn, which was undergoing a further transformation, may have lost about 30-100 m of thickness. *Snow-line*: 2850 m. (M. Butti, M. Urso).
Year of last previous survey: 2001. Annual average variation: - 7 m (1997-1998)

Photo 6 (Disgrazia Glacier): see page 138

SECTOR: BERNINA

All the surveyed units (12) were shrinking despite the fact that these glaciers, for the most part, reach the highest elevations of Lombardy Alps. However, their higher average altitude preserved very large fields of the 2001 firn, especially on the major glaciers (Lower and Upper Scerscen above 3150-3100 m, East Fellaria above 3200 m), while the firn totally disappeared from those units with a mostly southern exposure and lower elevations. So the firn melted on the Varuna and NE Cima Fontana; as both glaciers were located below the lower limit, the shrinking phase carried on and worsened, especially on the latter; vice versa, the two small units of the Fellaria Superiore were preserved and resulted even larger than in 2000. Considering these premises, the most significant dynamic events were concentrated between 2500 and 2800 m of altitude, such as the gradual weathering of the snouts of the glaciers: Scerscen, Caspoggio and West Fellaria (which is going to loose its valley tongue). The East Fellaria Glacier seemed, instead, not to be affected by relevant phenomena, at least up to now; its accumulation basin kept on adequately supplying the lower sectors. On the whole, however, the snouts clearly tended to retreat to the higher elevations that better suit the present climate. The annual average snow-line was 300 m higher than in 2001 and only 20 m higher than in 2000; the explanation for the latter, modest figure is that the snow limit of this sector is usually amongst the highest in Lombardy. A new glacial formation has been identified on the southern side of the Pizzo Varuna Glacier.

432.0 SCERSCEN INFERIORE 02.08.29 QMF: 2590 considerable shrinkage
The snouts' shrinkage speeded up, although a large residual snow blanket dressed nearly 80% of the glacial surface. This cover was mainly formed by 2000-2001 firn still covering all sub-flat surfaces of both the accumulation basin and the areas located above the terminal lobes. It was particularly deep at the head and in the unit's southern sector (site of the former Scerscen-Entova Refuge). The old snow cover was instead minimal and located only above 3150 m of altitude. The two strata showed different colours (the former was creamy, the latter was spotless white). In general, in the present phase, the southern sector seemed to fare better; the emerging, large transversal rock did not advance more than in 2000, while the main flow and its two lobes were still undergoing a re-arranging phase. They are bound to shrink also in the next years, following a clear trend to reach a higher minimum altitude. *Snow-line*: 3150 m. (R. Peja, V. Paneri, B. Rosa, G. Paneri, S. Alberti).
Annual average variation: - 32,5 m (2001)

434.0 MARINELLI 02.08.28 QMF: 2992 moderate shrinkage
 The photographic comparison related to the period 1989-2002 highlighted the on-going and considerable reduction of the flow's thickness, perhaps interrupted in the two years 1993-1994 and, definitely, in 2001. The snout's shrinkage was minimal, though very clear, and only on the hydrographic left. The wonderful firn cover of the 2000-2001 hydrological year kept only on the surrounding rocks and in the periglacial area, while melting on the glacier's surface. On the hydrographic right, the firn filled the pre-snout sector in the shape of a horseshoe; it has been there for almost 10 years and could now be considered as an integral part of the glacier. On the whole, despite the shrinkage, this unit represented one of the very few examples of glacial units undergoing area expansion in the 90's in Lombardy. GPS (62) coordinates of the snout: 46° 20' 39" N - 9° 55' 24" E. *Snow-line*: 3020 m. (R. Peja, V. Paneri, B. Rosa, G. Paneri). *Year of last previous survey*: 2001

Photo 7(Lower Scerscen Glacier), photo 8 (Marinelli Glacier) and photo 9 (South Pizzo Varuna): see pages 139-140

8300.0 PIZZO VARUNA SUD 02.08.17 QMF: 3030 newly identified unit
 This unit, always very visible in the pictures of the 90's, deserved to be listed among the minor glacial formations. Its mass depends upon the seasonal snow accumulation. Moreover, none of the available pictures showed ice at sight. At the time of the survey it was completely covered with the firn of the 2000-2001 hydrological year. There was no seasonal snow. Maximum altitude: 3105 m; surface: 0.8 ha; exposure: South. Coordinates: 1575370 5133620. *Snow-line*: absent. (M. Butti).

SECTOR: SCALINO-PAINALE

443.0 SCALINO 02.09.29 QMF: 2585 slight shrinkage
 The extraordinary snowfall of the previous accumulation season (2000/2001) briefly interrupted the shrinking phase that has been going on for years. Because of this event, during the summer the glacier underwent only a partial shrinkage, limited to the areas that gradually lost the firn. The seasonal snow blanket only covered the glacier's highest part, above 2970 m, protected by the Cima di Val Fontana. A stretch of residual firn that the stake could not penetrate covered the terminal part of the snout where its altitude was the lowest. The other surveys proved that the glacier was undergoing a more considerable reduction in the sector below the Pizzo Canciano, where the exposure to the summer sun was more prolonged. The withdrawal, measured at the MB98 mark, made the snout's limit go up about 10 m while, slightly more on the right, a large stretch of ice connected with the main flow was near the position surveyed in 1998. *Snow-line*: 2970 m. (M. Butti). *Year of last previous survey*: 2001. *Annual average variation*: - 4,5 m (1998)

SECTOR: DOSDÈ-PIAZZI

Amongst the 23 surveyed units, 9 allowed a comparison with 2001; only one glacier was unchanged (East Val Viola) while all the others underwent mass shrinkage. The reports were better than in 2000, as many units managed to hold part of last year's firn, thus appearing strengthened. The two-year balance was therefore mainly positive, although the average snow-line was 300 m higher than in 2001. Among the glaciers to be mentioned, the Maggiore di Verva Glacier had its area strongly increased by the firn from a large avalanche at the snout, as well as the Dosdè (Central I and II and West) and Val Viola Glaciers, whose top fields re-formed. The 2001 snow masses, instead, underwent strong weathering in Val Campaccio and partly also on the northern side of the Cima Piazzi (glaciers: Rinalpi, East Val Lia, Val Lia, Cardonnè). Apparently, the East Dosdè Glacier did not undergo further re-dimensioning.

468.0 CARDONNÉ 02.08.29 QMF: 2480 moderate shrinkage
 The glacier's upper portion, near the crest line, seemed to be larger than in 2000; this was mainly due to last year's extraordinary snow cover, but also to the snowfalls of August 2002. The wide central plateaus were still well covered, even though the annual snow was practically absent. The two glacier snouts were in a negative phase; the eastern one was weathering because of the gradual emergence of the central rocky inlier (appeared in 1994), which will cause a future disjunction of the whole terminal sector; the western one, well protected from the orographic point of view, held its usual positions, even though a rocky inlier appearing in the pre-terminal sector was threatening its stability. On the whole, the glacier still maintained a good size and thickness and showed a good recovery in its upper areas, at least on a two-year basis. *Snow-line*: 3200 m. (A. Galluccio). *Year of last previous survey*: 2001

Photo 10 (Maggiore di Verva Glacier): see page 141

471.0 VERVA MAGGIORE 02.10.07 QMF: 2665 considerable growth
 The whole glacial body was covered by firn, on top of which there were thin, fresh patches of snow left by recent snowfalls. The bottom of the deep valley, where the old snout nested, was filled with avalanche accumulation turned into ice and now part of the glacier. The unit's volume and surface therefore grew so much that the new snout went beyond the mark nr. 1. Few metres below, there were other masses of old snow and firn, completely filling the gorge going down diagonally towards the right and reaching the southern bank of the proglacial lake located on the plateau below (2600 m). This accumulation was very wide, especially on the lake's eastern side where it was quite thick. The above situation was completely due to the 2001 snow residual. *Snow-line*: n.a. (V. Bianchi) *Last prev. survey*: 2000. *Annual average var.*: + 14 m (1999)

SECTOR: LIVIGNO

The north-alpine geographic-climatic position typical of the Livigno region made the average snow-line of this sector the lowest of the Lombardy Mountains, although this related only to a small percentage of the surveyed glaciers (20%) and the 2001-2002 hydrological year proved to be definitely negative for the preservation of the glacial masses. However, one could still see the signs of the huge snow of 2001; many sites were occupied by large residuals, especially the basins of the extinct glaciers (Pizzo Zembrasca, South and North Vago) or next to become extinct (East Val Nera), though not enough to reverse the negative trend characterising this area since the second half of the 90's. The Lower Mine glacierette has been declared extinct, while the West Val Nera Glacier was still undergoing a strong redimensioning. The Campo Nord Glacier was holding fairly well.

Photo 11 (Mine Glacier) and photo 12 (South Vago Glacier): see page 142

991.0 MINE 02.09.07 QMF: n.v. slight shrinkage
The marked outline of the terminal crevasse was visible in the top sector; it was probably due to the remarkable snow supply of the previous hydrological year. In the lower part of the flow's eastern border the debris cover grew, while the stretch of ice that used to flow into the snout's sector disjoined. The central part of the uncovered ice seemed to be unchanged compared to 2000. The left upper area near the summit slightly expanded thanks to the 2001 firn fields. The snout's survey could not be carried out because of a narrow but huge avalanche body stretching downstream well beyond the estimated position of the front. Outside the glacial area, 4 large snowfields were present along the flow's western border (left). The one located at the highest altitude (about 3010 m), which has been in place for some years, occupied a small basin and seemed to be made of hardened snow (surface slightly smaller than 1 ha); this glacierette will probably deserve to be listed amongst the minor glacial formations. To this effect, the glacierette will be re-visited in 2003. *Snow-line: 3000 m. (M. Marzorati, A. Molteni).* *Year of last previous survey: 2001*

9409.0 VAGO SUD 02.09.08 QMF: - minor glacial formation
Despite the favourable exposure, this unit seemed to be undergoing a phase of partial re-forming that was mainly, but not exclusively, a legacy of the 2000-2001 hydrological year. Large multiannual snowfields were indeed identified in several areas of the cirque. *Snow-line: absent. (S. Zocchetti, G. Grazi, C. Lonardo, L. Trada).* *Year of last previous survey: 1998*

SECTOR: ORTLES-CEVEDALE

Amongst the 50 surveys carried out, 34 allowed a comparison with 2001 and gave one single outcome, i.e. nearly all the units were undergoing a negative phase. Two units were uncertain and one, the only one in Lombardy, probably registered mass growth. The study of the snow-lines, with 21 ascertained cases due to the high average altitude of the massif, allowed significant comparisons with the previous years; the snow-line, located at about 3200 m of altitude, was 250 m higher than in 2001. Nevertheless, none of the surveyed units registered the complete melting of the residual snow of the previous year, so that the ablation of the pre-2001 ice was partially limited. As already mentioned for the Bernina sector, the high top plateaus of this sector were also in a positive phase this year as they benefited from the frequent August snowfalls (with a significant event between the 9th and the 11th). The new collapse of the Rosole Flow of the Palon de la Mare Glacier was a proof of this phenomenon. A new glacial unit, the Passo delle Platigliole glacierette (8505.0), has been identified.

Photo 13 and photo 14 (West Castelli Glacier in 2001 and 2002): see page 143

8505.0 PASSO DELLE PLATIGLIOLE 02.08.15 QMF: 2880 newly identified unit
This unit was reported for the first time in the late 80's (1988). This large snow-ice accumulation of aeolic origin was able to survive until now, though with alternating results (in 1999, for example, it seemed to have split into 4 sub-units). Such survival allowed this unit to be listed among the minor glacial formation with nr. 8505.0. The unit, whose dimensions depend on the snow accumulation of the different years, was horseshoe-shaped and its snout was straight and inclined. The snout was shared by the two small basins contributing to it and located leeward of the small crest between the Passo delle Platigliole (2905 m) and the 2935.7 CTR. The eastern branch protruded for a few metres into the nearby Alto Adige Region. The unit's overall exposure was north, the present surface was about 3,5 ha, the maximum thickness was certainly exceeding 10 m (in the west branch). Two small firn crevasses marked the surface of both lobes. The extremely easy survey and the observation of a snow-line in the previous years could make this unit a privileged site for snow research. *Snow-line: n.v. (A. Galluccio, P. Farioli).*

494.0 CASTELLI OVEST 02.08.28 QMF: 2745 moderate shrinkage
The surveyed positive linear variation clearly contrasted with the present physical conditions of the glacier. The former was due to the depositing of a large avalanche snowfield (2001) in front of and above the snout at the hydrographical right which was horseshoe-shaped and formed by real ice. The latter, instead, registered a considerable shrinkage of the terminal sector compared to 2000, where the two ice tongues, until two years ago going beyond the transversal rocky step at 2850 m, have melted away. The snout was thus hanging on the above step, except for the above-mentioned right lobe partly fed by the eastern flow and still reaching the moraines at the head of the valley. The upper sectors of the glacier's main body seemed however to be much wider than in 2000, thanks to the very good residual snow of last year. The eastern flow had a limited seasonal accumulation located above 3100 m of altitude, elsewhere it was completely absent on the glacier surface. This branch will likely disjoin, thus forming an independent unit. The dimensions of the proglacial lake were unchanged. *Snow-line: 3100 m. (A. Galluccio, L. Bonetti, I. Galluccio).* *Year of last previous survey: 2001. Annual average var.: + 10 m (2000)*

Photo 15 (Gran Zebrù Glacier): see page 144

502.0 GRAN ZEBRÙ 02.08.30 QMF: 2980 slight shrinkage
No significant variations to report, though a moderate reduction was still carrying on. The eastern tongue had a thin front, its sides partially hidden by the morainal till, with an upside-down V course. The central one was narrower and thinner. The left part of the western tongue was still hidden by the abundant calcareous till, while the centre and the right side were uncovered. Its snout still plunged into a small lake located above a counterslope. The altitude of this snout's margin is increasing from East to West. The 2001 residual snow cover was still very large. The seasonal one was fairly good, partly due to the snowfall on 10th-11th August that well fed avalanche cones at the heads. *Snow-line: 3220 m. (G. Catasta, G. Cola).* *Annual average variation: - 5,5 m (central lobe: 2001); - 5 m (W lobe: 2000).* *Photo 16 (Col de la Mare I Glacier): see page 145*

506.1 COL DE LA MARE I 02.08.20 QMF: 2730 moderate shrinkage
The mass shrinkage of this glacier, going on for more than a decade, now showed that its top sector was actually a NNW ice-outflow of the high, wide and inclined plateau and of the incomplete cap covering the NE side of the Palon de la Mare (3703 m). This sector, located between 3550 and 3680 m of altitude, is shared with the Tridentine Vedretta de la Mare. The

altitude of 3550 marked a clear change of inclination from which the ice flowed towards the Lombardy side, crossing a buried threshold. The left part of the head visible from the Valle delle Rosole, bulging and bristling with seracs, was therefore the ice-outflow; this set out from a smooth, though steep, right sector, formed by a short ice wall and by a glacial basin below that benefited from their own direct feeding, not receiving mass transfer from above. It is still an open question how much the above outflow feeds the valley tongue. According to us, the right basin was its real accumulation basin, while the seracs played a backdrop role, minimally contributing to the actual mass transfer. The future of this flow will therefore depend upon the size of such basin, at present very limited. At the time of the survey the old snow was minimal and only above 3300 m of altitude, but it strengthened the top sector at 3550 m, where the rocks at the hydrographic right of the ice wall seemed to be less prominent. The 2001 huge accumulation were much reduced, though still present; large firn areas showed up both in the median part of the tongue (2950-3000 m) and at the base of the walls. *Snow-line*: 3300 m. (A. e I. Galluccio, P. Farioli, G. Cola).

Annual average variation: - 15,5 m (2001)

Photo 17 and photo 18 (Col de la Mare II in 2002 and 2001): see page 146

506.2 COL DE LA MARE II

02.09.14

QMF: 3150 ca

uncertain

Despite last year's huge accumulation, the unit registered a thickness reduction at the terminal sector, which seemed to have stretched downward. The photographic comparison with the year 2000 and especially with the 80's made such a reduction stand out; in the past, the narrow snout used to show a high, cliff-like margin. The dynamic phase of the whole glacial unit was more difficult to understand. Up until last year, one could identify a median part, characterised by a snow accumulation field dominated by a clear change of inclination and one upper basin well bordered by a terminal crevasse delimiting the ice wall above. Now everything seemed to be more uniform; the intermediate ice bump was almost flat, the upper sub-plateau could not be distinguished from the ice-wall. Such morphological variations, hitherto unknown of, could be interpreted as the downstream stretching of the whole glacial mass; it is still unknown whether this was caused by its growth or by its shrinkage. *Snow-line*: n.a. (A. Galluccio, G. Cola).

Year of last previous survey: 2001

507.0 PALON DE LA MARE

02.09.15

QMF: 2990

moderate shrinkage

The eastern lobe (hydrographic left, mark #1) has moved up, year after year, along the small valley that it partially filled in previous years (1990). The southern exposure remarkably affected this sector (- 15 m) showing the typical characteristics of an ongoing strong ablation; the snout was completely uncovered and full of medium-sized stones in the process of being left behind. At the same time, the ice fields covered with till almost disappeared; they were located below the South crest of Palon de la Mare which delimited the upstream segment of this flow. Its snout was at 2990 m of altitude, near the mark. The western lobe (hydrographic right) had a well-rearranged, more and more uneven border. The cracks, however, showed large firn blocks (from 90 to 110 cm of thickness). The picture from Cima S. Matteo showed the presence of most of the very abundant residual snow cover of the past season, while the seasonal one was fairly good, with a lower limit set at 3200 m of altitude. *Snow-line*: 3200 m. (A. C. Galluccio, M. Bianchi, G. Cola).

Annual average variation: - 13,5 m (2001)

EFFLUENZA DELLE ROSOLE (02.08.25 – A. Galluccio, G. Cola)

On 25th August 2002, during the night and with no previous warning, the hanging snout with seracs of the northern flow of the Palon de la Mare Glacier (Rosole Flow) caused a great collapse involving approx. 60,000-80,000 m³ of ice. The glacial debris cone covered a 4 ha area, with its most advanced point reaching the plateau above the Branca Refuge (well protected by the artificial bank built after the disastrous avalanches caused by a similar collapse in March 1993). In the following weeks other partial disjunctions occurred. The snout reached once again the position occupied before the great collapse of the year 2000.

Photo 19 (the Rosole Flow of the Palon de la Mare Glacier): see page 147

507.1 FORNI

02.09.12

QMF: 2500

considerable shrinkage

The amount of ice melted during the summer was calculated through the use of ranging rods set in the common tongue and in the central accumulation basin; a total of 470 mm at the snout, 300 mm on the plateau where the three flows join, 166 mm above the central seracs. The firn line was set at about 2950-3000 m, being located at 3000-3050 m in the western basin and at 3000-3150 m in the eastern one. The lower limit of the annual snow was located slightly above (3000-3050 m) in the central sector, 3000-3100 m in the western one and 3050-3150 m in the eastern one) and this gave the glacier a peculiar horizontal striping. Bottom to top, in a vertical arrangement, one could see: the old ice rich in impurities, the *overlaid ice* with a vitreous aspect, the grey firn covered by the white annual snow and by the summer snow at the highest elevations. In a rocky hollow at 2710 m, the gradual withdrawal of the ice from the gorge behind Isola Persa led in 2001 to the formation of a small pool of water which was further enlarged in 2002. It had the shape of a scalene triangle with two rocky sides, while the longest side was almost completely delimited by the glacier snout (*lago di sponda*, GALLUCCIO, 1997). Its present surface was estimated at 2070 m². The ice directly in contact with the water was showing many open fissures partially filled with water, which made us assume the real size of the lake to be much larger because the water, infiltrating the ice through such cracks, caused its flaking. The presence of some icebergs was a confirmation that the water was causing the isostatic disjunction of ice blocks. The two ice streams were characterised by very different flows; the one on the hydrographical left (great glacial mouth) showed a much larger discharge than the stream now exiting the right side of the tongue, which made us think that the former was possibly draining the fill from the Palon de la Mare Glacier disappearing into the Forni Glacier 500 m above. *Snow-line*: 3050 m (G. Casartelli, Cola G., A. C. Galluccio).

Annual average variation: - 23,5 m (2001)

Photo 20 (Forni Glacier) and photo 21 (South-West Pizzo Tresero Glacier): see page 148

510.1 PIZZO TRESERO NORD

02.09.14

QMF: 3050

slight growth

The photographic comparison with the past, most recent years indicated that the tongue was slightly growing, even though such dynamic aspect may be doubtful. Well established was the mass growth of the glacier's upper sector and of the upper ice wall; this event started in the year 2000, after the serious losses of 1998 and 1999. The glacier maintained its snow cover

for the whole summer, mainly because the considerable snow supply of the 10th and 11th of August never melted. A careful series of surveys further suggested that the old snow cover was rather extensive, a very rare occurrence in a year of poor snow residuals. *Snow-line*: 3080 m. (A. Galluccio, A.C. Galluccio). *Year of last previous survey*: 2001

512.2 PIZZO TRESERO SUD-OVEST 02.08.24 QMF: 3140 considerable shrinkage
The 2001 favourable situation was cancelled by the snow-weather course of last year; the residual snow cover was, indeed, very scarce. The surface was smooth and furrowed by *bédières*. The snout was unchanged but separated from the rest of the glacial body by a longitudinal rocky tongue emerging for a few dozens metres. *Snow-line*: 3200 m. (L. Bolognini, A. Borghi, G. Cola). *Annual average variation*: - 3 m (2001)

Photo 22 and photo 23 (Alpe Sud Glacier in 2002 and 2001): see page 149

519.0 ALPE SUD 02.09.05 QMF: n.v. considerable shrinkage
No annual residual snow and remarkable reduction of both the area and the thickness of the firn. The mass balance was therefore negative, as proved by the data gathered at the snow site: during the summer, 139 cm of the 2000-2001 firn and 77 cm of ice disappeared. The snout's survey was carried out using the old mark, because the extraordinary residual snow cover of 2001 still connected the glacier's lowest part with the main body above. It should however be mentioned that, should the unfavourable course of this year be repeated in the next ablation season, the previous disjunction is very likely to re-occur. *Snow-line*: absent. (L. Bonetti, A. Galluccio, G. Cola, L. Bolognini). *Year of last previous survey*: 2001. *Annual average variation*: - 1,5 m (2000)

SECTOR: OROBIE

The surveys were carried out on 30 glacial areas (24 glacial units and 6 minor glacial formations), 12 of these by photographic monitoring and 18 by on-site surveys. After 9 years, the glacial sites of the Rodes Group were explored and surveyed again (Val Bocardi, Pizzo Rodes e Val Freggia). The thin snow layers of the Lupo Glacier in the middle of June made us foresee a very negative scenario for the Orobic glaciers, as never seen before; that was unfortunately confirmed by the late summer data. Out of the 18 surveyed units, 15 did not have any annual residual snow, while the other 3 (Marovin, Porola and Scais) preserved very small residuals, always less than 5% of the unit's surface. This extremely negative situation did not turn into a general and consistent reduction of the pre-2001 ice mass only because of the abundant residual snow from the past season. *Photo 24 (Marovin, Dente di Coca, Costa d'Arigna and Lupo Glaciers): see page 150*

541.0 MAROVIN 02.09.10 QMF: 2025 slight shrinkage
This is one of the few Orobic glaciers with some annual residual snow. Some stretches, limited to the upper sector and to the bottom of the avalanche canals in the middle-right sector, covered no more than 5% of the surface. In general, the 2001 firn was well preserved and showed only one stretch of ice in the lower sector, partly covered by debris. A long debris flow, dislodged during the previous winter season (2000-2001), was also present in the lower part of the right sector. In this area the 2001 firn, still particularly thick, filled and smoothed out the numerous fissures formed in the recent years, thus practically restoring it to its old look. The present snout's margins were totally made of transformed and hardened firn that the snow stake could not penetrate. The 33 m growth registered at the S15 mark represented an exception; the other surveys, referring to the firn, showed a practically unchanged snout. *Snow-line*: 2400 m. (M. Butti). *Year of last previous survey*: 2001. *Annual average variation*: + 1 m (2000)

543.0 LUPO 02.09.10 QMF: 2425 slight shrinkage
Apart from the traditional autumn surveys, the glacier was monitored within the project "Evolution of the annual residual snow cover". On the whole, it was subjected to 5 surveys. The particularly hot beginning of summer and a prolonged period of frequent rainfalls melted the modest snow layer present at the beginning of the ablation season (273 cm) and mainly deposited during the spring. The unique seasonal outcome was however linked to the complete absence of avalanche deposits, which underlined that even this kind of accumulation had a limited influence this year. Moreover, the unfavourable situation determined both area and volume reductions of the 2001 firn, anyway present on more than half of the surface. The unit seemed to have undergone a limited mass loss in the snout's steepest part, no longer protected by the firn since the second half of last year's summer. Moreover, the wide debris flows emerged once again along the head slope. Below the snout, the large stretch of ice, well protected by firn and debris, was still present. The only survey carried out located the snout's position in the area where it reached the lowest altitude wedging into a narrow gorge. The withdrawal was significant but mass loss was quite modest. *Snow-line*: absent. (M. Butti, S. D'Adda). *Annual average var.*: - 16 m (2001)

Photo 25 (West Trobio Glacier): see page 151

566.0 TROBIO EST 02.09.07 QMF: 2680 slight shrinkage
No seasonal residual snow. The unit showed conditions similar to those of the year 2000, as one single negative season almost completely erased the 2001 extraordinary snow accumulation. However, the till was less extended in the left sector and the very hard old firn, defining a sort of counter-snow-line, kept in the upper right sector and at the snout. *Snow-line*: absent. (F. Mocchi). *Year of last previous survey*: 2001

567.0 TROBIO OVEST 02.09.07 QMF: 2540 slight shrinkage
Despite the complete absence of annual residual snow, the 2001 abundant residual snow allowed the unit to be in better conditions than in the year 2000. One could, in fact, notice a drift reduction on the whole surface, a smaller extension of the nunatak in the left sector and the preservation of the old firn in the upper sector, particularly below the Monte Gleno walls. The *bédières* at the snout were far shallower than in the past years and, at the time of the survey, showed little activity. The snout sector had the usual snow accumulation hiding the measurement marks. *Snow-line*: absent. (F. Mocchi). *Year of last previous survey*: 2001

SECTOR: ADAMELLO

Amongst the 13 units that could be compared with 2001, 9 underwent mass shrinkage and 2 were unchanged (Cima Wanda and Cima dei Laghi Gelati), while 2 were the minor glacial formations observed. A thorough analysis of the state of glacialism in this sector (35 surveys in total) confirmed that the 2000-2001 hydrological year provided a very important contribution in the form of abundant accumulation on most of the units and considerable supplies, thus delaying the foreseen extinction of some units (Punta Venerocolo, Passo Brizio, West Avio, Plem, East Baitone, Cima del Laghetto, Macesso). The snow supplies of the 2001-2002 year were, instead, very poor though not completely irrelevant. Out of 34 units, 11 showed a snow-line, while 4 units could not be evaluated because of the recent snow cover. All this despite the fact that the sector's average snow-line altitude was 400 m higher than in 2001. In this way the great Adamello Glacier, which alone represents one tenth of Lombardy's glacial area, could register two generally slightly positive years, even though the fronts of its tongues (Miller, Corno di Salarno, Salarno, Adamè e Mandrone) have not yet positively reacted to such a mass increase and nobody knows if they ever will. The disjunction of the terminal part of the Salarno Flow (now called Baltzer Glacier) has been completed and the new unit will likely to undergo a very fast weathering, while the Adamè and the Mandrone snouts were still continuing their ten-year-long negative trend. However, the snow site of the West Pisgana Glacier registered a significant residual accumulation, while the unit's tongue was not far from a sensational break-up: this will be the most important morphological variation of the Lombardy glaciers over the next years.

Photo 26 (West Pisgana Glacier) and photo 27 (Adamello Glacier-Mandrone Flow): see page 152

577.0 PISGANA OVEST 02.08.24 QMF: 2565 considerable shrinkage
A comparison with the year 2000 showed that the unit registered a considerable withdrawal of the snout and a flattening of the glacial cliff located at the hydrographic right. Moreover, the nunatak area was growing and rocks emerged in the steep intermediate part between the tongue and the upper basin, especially in the western sector of the unit that was the most negatively affected. The debris cover below the central rocky inlier has increased. Many fossil glacial residuals were noticed beyond the glacial margins. The annual residual snow was kept only on the upper slopes with a snow-line between 2950 and 3000 m. *Snow-line:* 2950 m. (M. Monfredini, M. Pala, E. Zucchini, A. Galluccio, G. Cola).

Year of last previous survey: 2001. Annual average variation: - 32,5 m (2000)

608.0 ADAMELLO (overall) 02.08.19 QMF: 2550 moderate shrinkage
Snow-line: 3050 m. (M. Monfredini, E. Zucchini, M. Pala, F. Pelosato). *Year of last previous survey: 2001*

608.0 Conoide Salarno 02.09.16 QMF: 2550 considerable shrinkage
Compared to 2001, the cone registered on the whole a remarkable surface shrinkage. The upper part, bordering the Baltzer Glacier, had no accumulation and underwent a thinning phase (a transversal tonalitic bar emerged); the same occurred at the hydrographic left (compared to 2001, the thickness reduction was in the order of 5-6 m). The snout was formed by a spot of grey firn ending at the 20FP mark which, in the year 2000, was positioned 52 m above the previous mark, along a line perpendicular to the line connecting the two 1958 Saibene marks (being this the reference line for all previous surveys). Also the portion of the cone located below the Corno di Salarno Flow seemed to have shrunk, even though it was still well fed by frequent ice collapses. (F. Pelosato). Annual variation: - 52 m (2001).

608.0 Effluenza Salarno e Ghiacciaio Baltzer 02.09.16 QMF: 2850-2670 moderate shrinkage
The terminal tongue of the Salarno Flow, disjoined in 2001 from the active snout (except for a narrow connection on the left side), and bearing the proposed name of Baltzer Glacier, completely separated this year and seemed further reduced both in terms of volume and surface. Its snout registered a 10,5 m withdrawal measured at the FP99 mark (2660 m). In 2001 its limit was coincident with the mark, even though it was buried under the accumulation of a kneaded-ice cone. The Salarno Flow, whose surface was unchanged, underwent thickness reduction (QMF: 2850 m).

Annual average variation: - 10,5 m (2001)

608.0 Pian di Neve 02.09.15 QMF: 2550 slight shrinkage
The snow-line was located at about 3050 m of altitude in the central and eastern sector of the Pian di Neve, even though the figure could not be considered reliable because of overlapping light recent snowfalls. The 2001 hard firn was still very extensive. Compared to 2000, the top sectors received huge supplies, especially the ones leaning on the bordering slopes, with the reduction of the rocky ribs (sector of the Dosson di Genova at Monte Fumo) and of the other outcrops (Southern slope of the Corno Bianco and area of the Passo degli Inglesi). (M. Monfredini, E. Zucchini). *Year of last previous survey: 2000*

608.0 Effluenza Mandrone 02.08.19 QMF: 2550 slight shrinkage
The snout slightly shrank and thinned compared to 2001, especially in the western sector. The 2001 firn cover was still wide though located above 2900 m of altitude. The annual snow-line could not be easily identified, especially in the central and eastern sectors (at about 3050-3100 m of altitude), while the western sector (Passo Brizio and Cima Venezia) had no annual residual snow. (M. Monfredini, E. Zucchini). *Year of last previous survey: 2001*

608.0 Effluenza Adamè 02.09.03 QMF: 2550 moderate shrinkage
Compared to the last photographic monitoring (2000), the flow underwent shrinkage and thinning and was now laying only on the upper part of the rocky step. The shrinkage involved mainly the lobes situated in the central position. The size of the seracs was also reduced, especially in the westernmost part. No significant basal cones. No old snow was present on the out-flow, while a firn-line was identified on the Pian di Neve above 3050 m. Some 2001 firn patches were present, on both sides, in the depressions bordering the flow, between the ice and the side slopes. (M. Pala). *Year of last previous survey: 2000*

Photo 28 (Salarno glacial basin): see page 153

ITINERARIO DI VISITA n° 1.2003

IL “NEVAIO DEL COLOMBANO” AL MONTE LEGNONE

(Riccardo Scotti)

“Il Legnone, che alza superbo la sua bella piramide dal piano della Valtellina proprio alle spalle di Delebio racchiude in sé le bellezze imponenti e severe delle Alpi e quelle gaie e civettuole delle Prealpi. Se da un lato bagna il suo piede nel Lario e bella e lussureggiante la vegetazione dei climi temperati ne copre le pendici coll’ulivo e colla vite, dal nostro versante Valtellinese offre aspetto più severo coi boschi di castano e di faggi che cedono più in alto il lor posto alle nere pinete, incornicianti i verdi tappeti dei pascoli alpini. Più in alto ancora cessando quasi ancora ogni traccia di vegetazione a mala pena spunta dalla nuda roccia qualche rado fil d’erba, qualche cespuglio di rododendri, mentre nelle riposte insenature del monte le nevi eterne formano dei piccoli ghiacciai.” Così scriveva più di un secolo fa il dott. G. Brisa introducendo l’ascensione del Monte Legnone. La sua descrizione è ancora oggi del tutto fedele alla realtà, visto che l’aspra e selvaggia Val Lesina non ha cambiato aspetto ma, cosa ancora più notevole, che i “piccoli ghiacciai” di cui parla il Brisa, nonostante le alterne vicende climatiche dell’ultimo secolo, conservano la testimonianza della loro antica presenza nel piccolo “nevaio del Colombano”, o *venduu del Culumbaa*, come viene chiamato dai delebiesi (*venduu* sta per residuo di valanga).

Il Monte Legnone, montagna di confine fra le province di Lecco e Sondrio, con i suoi 2609 m è la cima più alta delle Orobie occidentali: per trovare una vetta più alta, andando verso Est lungo la catena orobica, dobbiamo arrivare fino in Val Cervia, al Corno Stella. Il versante settentrionale della montagna presenta la grandiosa parete Nord Ovest, che cade a picco per 1500 m su Colico, e il Vallone del Colombano, che versa le proprie acque nel Torrente Lesina. Nelle stagioni più nevose, alla base della parete NW si formano nevai di notevoli dimensioni, ma di quota troppo modesta (intorno ai 1000 m s.l.m.) per far sì che si conservino per tutta l’estate. Il Vallone del Colombano, esposto a NE, ospita generalmente 2 nevai, uno posto alla base del salto roccioso di q. 1950 m, che chiude a valle il canale, e l’altro, molto più in alto, in una piccola conca a 2450 m. Mentre il primo, anche se di dimensioni talvolta superiori, scompare quasi sempre durante il periodo estivo, il secondo riesce normalmente a resistere per l’intera stagione di ablazione, grazie alla quota di tutto rispetto e a una buona protezione orografica. Altri fattori concorrono a questa conservazione: la grossa nube orografica che si sviluppa di norma sulla cima del Legnone durante le giornate estive e la natura stessa del terreno (formato da ghiaia fine), che assorbe completamente le acque di ruscellamento alleviando così la piaga delle violente precipitazioni estive, sempre dannose per la conservazione del nevato.



Il nevaio ha la forma di un triangolo rovesciato ed è di dimensioni modeste, approssimativamente 50 m di larghezza massima per 40 m di lunghezza. Interessante anche il piccolo ma ben conservato cordone morenico latero-frontale che, come accade per molti altri apparati nivo-glaciali orobici, facilita il contenimento delle scariche valanghive all’interno del circo. Osservazioni pluriennali consentono di stabilire che le dimensioni areali dell’apparato non variano considerevolmente durante la stagione di ablazione: l’azione dei caldi estivi incide infatti maggiormente sullo spessore più che sulla superficie. È interessante notare come l’alimentazione del nevaio non sia esclusivamente di origine valanghiva e che gli apporti diretti non possano quindi essere trascurati: se si analizza la sua posizione, si deduce che le valanghe si originano solo dalla parete NE della montagna, che si innalza con pendenza non sostenuta per 150 m.

Foto 1: il nevaio visto da NE. (11 agosto 2001, R. Scotti).

Photo 1: the snowfield from NE. (2001.08.11, R. Scotti).

Gli apporti diretti sono invece garantiti da quella eccellente nevosità che è tipica del settore più occidentale delle Alpi Orobie. Sfortunatamente, non si dispone di stazioni meteorologiche nelle vicinanze, ma se si tiene conto che la Val Lesina è stretta fra la Val Gerola e le montagne del Lario, settori montuosi che sono, con la Valle dello Spluga, tra le zone più piovose della Lombardia, possiamo facilmente stimare una piovosità annua vicina a 2000 mm, di cui almeno i 2/3 sono costituiti da accumuli nevosi.

I “vecchi” del paese giurano di non aver mai visto la conca del Colombano completamente sgombra da neve: il nevaio probabilmente scompare solo nelle stagioni più secche. Bisogna però tenere conto che la montagna è frequentata soprattutto nei mesi estivi mentre la stagione di ablazione per il nevaio prosegue mediamente fino a ottobre. Va detto inoltre che, se l'estinzione è stata scongiurata in un anno idrologico non certo favorevole come il 1999-2000, si può certo supporre che le occasioni di scomparsa del nevaio negli ultimi anni non siano state numerose. Nell'anno successivo (2000-2001), eccezionalmente nevoso, la conca è rimasta ricolma di nevato compatto fino al termine della stagione estiva: gli accumuli hanno raggiunto il margine superiore della morena latero-frontale. La placca nevosa si è conservata anche durante la scorsa estate (2002), mostrando alla visita del 29 settembre un buon residuo, impenetrabile alla sonda da valanga. Gli ingenti accumuli del mese di novembre dovrebbero consentire al nevaio di resistere per un altro anno: ma questo sarà solo l'estate 2003 a deciderlo.



Foto 2: il circo glaciale che ospita il “Nevaio del Colombano” ancora ricolmo di neve alla data dell'11 agosto 2001. (R. Scotti).

Photo 2: the glacial cirque hosting the “Colombano Snowfield” is still full of snow on 11th August 2001. (R. Scotti).

ITINERARIO DI ACCESSO

Difficoltà: EE

Dislivello: 2229 m da Delebio; 1046 m dall'Alpe Panzone; altri 150 m dal nevaio alla cima del Monte Legnone.

Tempi di marcia: ore 5 circa da Delebio; ore 2,30 dall'Alpe Panzone; ore 0,30 dal nevaio alla cima.

Accesso: con la SS 36 fino a Delebio. Risalire il paese e raggiungere la centrale idroelettrica (contrada Basalun).

Stagione: luglio, agosto e settembre.

Attrezzatura: base da escursionismo.

Cartografia: Carta Nazionale Svizzera Foglio 287 1:50.000, Menaggio. Carta della Comunità Montana di Morbegno “Val Lesina” 1:25.000.

Dalla contrada “Basalun”, 230 m s.l.m., sita nei pressi della centrale idroelettrica, nella parte alta dell'abitato di Delebio, si imbecca la ripida strada lastricata, adibita a strascico del legname, che in breve tempo porta all'invaso di Piazza Minghino (532 m) e alle case di Osiccio di Sotto (858 m). Da qui, risalendo comodamente i prati a monte della strada, si raggiunge in pochi minuti Osiccio di Sopra (922 m). Dal centro di questo maggengo parte un'altra strada lastricata che, con un paio di tornanti, conduce alla località La Piana (1096 m), presso la quale si prende un sentiero che si stacca sulla destra della strada lastricata (Sentiero Andrea Paniga) e lo si segue per un lungo tratto. Si attraversa una splendida faggeta che lascia poi spazio al bosco di abeti detto “della Mutala”. Raggiunto il margine inferiore dell'Alpe Legnone e la bella Casera delle Piode (1501 m), si continua con percorso non obbligato sull'ampio dosso successivo puntando alla Casera Vegia (1632 m), da dove, in pochi minuti, si raggiunge il Rifugio Legnone 1690 m, situato in posizione molto panoramica. Dal rifugio si imbecca un bel sentiero pianeggiante che porta nel Vallone di Galida. Si risale poi faticosamente un ripidissimo pendio, fra mirtili e rododendri (sentiero 1.1). Poco prima di giungere alla bocchetta che guarda verso Colico, si prende sulla sinistra una cengia un po' esposta ma attrezzata con catene che ne facilitano il superamento in sicurezza. Questo è il tratto più delicato dell'intera salita e va affrontato solo con assenza di neve o ghiaccio. Superata la cengia ci si trova nel Vallone del Colombano che si risale seguendo i segnali bianchi e rossi. Il nevaio si incontra a quota 2450 m circa e lo si può superare comodamente al suo centro, vista la modesta pendenza. Da qui, se si vuole raggiungere la vetta del Monte Legnone, si risale completamente il vallone fino a incontrare la cresta Ovest (quella che sale dai Roccoli l'Orla), da cui, per elementari roccette, in pochi minuti si guadagna la cima.

Variante di discesa 1: si percorre la cresta SE fino alla Bocchetta di Legnone, dove una bellissima strada militare riconduce comodamente all'Alpe Galida e al percorso di salita.

Variante di discesa 2: poco sotto la Bocchetta di Legnone, un'altra strada militare porta all'Alpe Cappello e da qui ancora all'Alpe Panzone.

Variante di salita: se si ha a disposizione una moto fuoristrada o una jeep si può raggiungere il parcheggio dell'Alpe Panzone (1413 m, I.G.M., foglio Corte della Galida o Carta della Comunità Montana di Morbegno), da cui, risalendo i ripidi prati sulla destra della strada, ci si ricongiunge con l'itinerario di salita descritto.

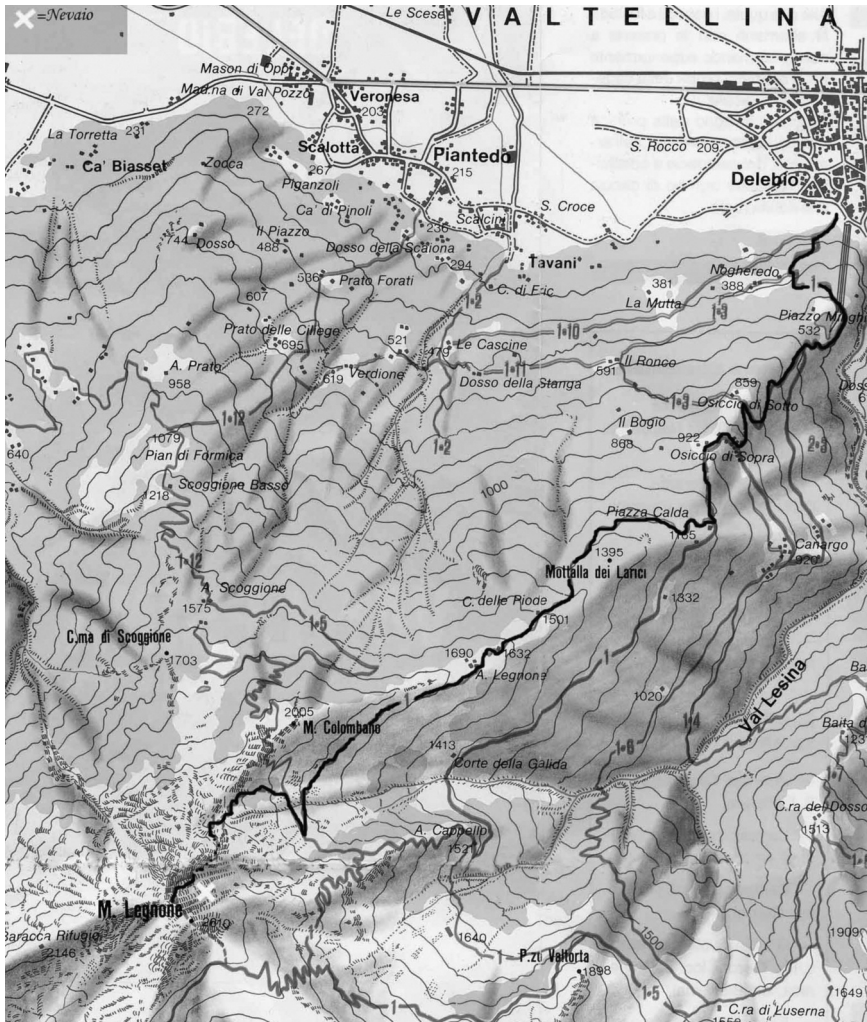


Fig. 1:
l'itinerario
1.2003 (carta
escursionistica
della Val
Lesina
1:25000,
Comunità
Montana di
Morbegno,
disegno di L.
Mottarella).

Fig. 1: the
itinerary
1.2003
(tourist-map of
the Val Lesina
1:25000,
Comunità
Montana di
Morbegno,
drawn by L.
Mottarella).

ITINERARY NR 1.2003

THE "COLOMBANO SNOWFIELD" OF MONTE LEGNONE

'The Legnone, proudly raising its pyramid from the Valtellina plains right behind Delebio, encompasses both the impressive and austere beauty of the Alps and the cheerful and perky look of the Pre-Alps. If one side is set into Lake Como, and beautiful and lush vegetation rich in olive and grapes covers its flanks, the Valtellina side is displaying a more severe appearance, with beach and chestnut woods yielding to darker pinewoods framing green pasture-lands. Up above, the vegetation almost disappears, confined to some scanty blades of grass among the rocks and to a few rhododendron shrubs, while in the deep recesses of the mountain the eternal snow feeds some small snowfields'. Dr. Brisa wrote this passage more than a century ago, introducing his climb to Monte Legnone. His description is still very accurate, considering that the rough and wild Lesina Valley has not changed its aspect but, even more surprising, despite the alternate weather conditions of the past century, the "small glaciers" Dr. Brisa spoke about are still represented by the small "Colombano" snowfield, or *venduu del Columbaa*, as the citizens of Delebio call it (*venduu* stands for avalanche residual). Monte Legnone, raising between the provinces of Lecco and Sondrio, is the highest peak of the Western Orobic (2609 m); along the Orobic

chain, towards the East, one has to reach the *Corno Stella in Val Cervia* to find a higher peak. The mountain's northern slope is characterized by the great North West wall, dropping straight down to Colico for 1500 m, and by the Colombano Gorge, whose waters flow into the Lesina stream. In the snowiest seasons, large snowfields show up at the base of the NW wall; their altitude is, however, too low (about 1000 m a.s.l.) to allow them to last for the whole summer. The Colombano Gorge, exposed to NE, generally hosts two snowfields: one located at the base of the rocky drop, set at 1950 m, which bars the canal downstream; the other one, much higher up, in a small basin at 2450 m. Even though the former sometimes has a larger size, it nearly always melts away during the summer, while the latter usually manages to keep for the whole ablation season, thanks to the fairly high altitude and good orographic protection. The preservation is also helped by other factors: the large orographic cloud usually developing around the top of the Legnone during the summer days and the nature of the soil (formed by small-size gravel), which completely absorbs the flowing water, thus lessening the effect of the violent summer precipitations that are always detrimental to the snowfield's preservation.

The snowfield is shaped like an upside-down triangle and is rather small, approximately 50 m wide and 40 m long. The small but well-preserved front-lateral push moraine is also interesting; like many other snow-ice units in the Orobic, it helps to contain the avalanches inside the cirque. Multiannual surveys have proved that the unit's size does not change much during the ablation season. The action of the summer heat, indeed, affects more the thickness than the surface area. It is interesting to remark that the snowfield is not exclusively fed by avalanches and that direct supplies cannot be dismissed. By analysing its position, one can see that avalanches originate only from the moderately steep, 150 m high NE wall of the mountain.

On the other side, the direct supplies are guaranteed by the excellent snowiness typical of the westernmost sector of the Orobic Alps. Unfortunately, there are no weather stations nearby but, if one considers that the Lesina Valley is squeezed between the Gerola Valley and the Lario mountains, which together with the Spluga Valley are amongst the rainiest areas in Lombardy, one can easily estimate an annual rainfall close to 2000 mm, at least 2/3 of which is snow. The elderly people of the village report to have never seen the Colombano basin completely free of snow, though the snowfield may eventually have disappeared during very dry seasons; one should consider that the mountain is always visited in the summer months, while, usually, the ablation season lasts until October. However, if the extinction did not take place in the extremely unfavourable 1999-2000 hydrological year, one could certainly assume that the snowfield may not have had many opportunities to disappear over the past few years. The following year (2000-2001) was exceptionally snowy and the basin remained full of hard firn until the end of the summer season, thus reaching the brim of the front-lateral moraine. Last summer, the firn was still present; on the 19th September 2002 the snowfield carried a large residual cover the avalanche probe could not penetrate. The huge accumulation of November 2002 should have helped the snowfield survive one more year, though this will depend entirely on the 2003 summer.

ACCESS ITINERARY

Difficulty: EE

Difference in altitude: 2229 m from Delebio; 1046 m from Alpe Panzone; another 150 m from the snowfield to the peak of the Monte Legnone.

Hiking time: about 5 hours from Delebio; 2h30' from Alpe Panzone; 30' from the snowfield to the peak.

Access: take SS 36 to Delebio, reach the upper part of the village and go to the hydroelectric power plant in the Basalun district.

Season: July, August and September.

Equipment: standard biking equipmen.

Cartography: Carta Nazionale Svizzera Sheet 287 1:50000, Menaggio. Carta Comunità Montana di Morbegno "Val Lesina" 1:25000.

From the "Basalun" district (230 m a.s.l.), located near the hydroelectric power plant in the upper part of the Delebio village, take the steep cobble road used for dragging timber that leads first to the Piazzo Minghino reservoir (532 m) and then to the houses of Osiccio di Sotto (858 m). From here, easily cutting across the grasslands above the road, you reach in few minutes Osiccio di Sopra (922 m). From the centre of this small settlement, another cobble street, after a couple of hairpin bends, leads to the La Piana village (1096 m), where you turn right into a trail (Andrea Paniga trail), following it for a long stretch. After a beautiful beech wood followed by the so called "della Mutala" pinewood, the trail reaches the lower border of the Alpe Legnone and the nice Casera delle Piode (1501 m); taking any route along the wide hill heading to the Casera Vegia (1632 m), in few minutes you arrive at the Legnone Refuge, set in a very scenic spot at 1690 m. From the refuge, a nice, level track leads to the Galida Gorge. You then climb a very tiring, steep slope amongst blueberries and rhododendrons (track 1.1). Shortly before reaching the saddle with a view over Colico, turn left on a rock ledge fairly exposed but equipped with chains to facilitate the crossing. This is the most delicate part of the whole climb and should be attempted only if there is no snow or ice on the ground. After the ledge, you find yourself into the Colombano Gorge and go up following the red-white marks. The snowfield lies at about 2450 m of altitude and can be easily ascended along its centre, because of its gentle inclination. From here, should you want to reach the summit of the Monte Legnone, continue up the gorge until the rim of the west crest (the one going up from the Roccoli l'Orla); from there, climbing easy rocks, the peak can be reached in a few minutes.

Alternate route 1 (descent): walk along the southeast crest until the Bocchetta del Legnone, where a beautiful military road takes you to the Alpe Galida and to the ascent trail. **Alternate route 2 (descent):** slightly below the Bocchetta del Legnone, another military road leads to the Alpe Cappello and from here to the Alpe Panzone. **Alternate route (ascent):** if you have a cross-country motorbike or a 4-wheel car, you can reach the parking lot of Alpe Panzone (1413 m, I.G.M., sheet Corte della Galida or Map of the Comunità Montana di Morbegno), from where, climbing the steep grassland on the right side of the road, you join the previously described itinerary.

Paolo Piccini (*) e Michele Freppaz (**)

COMUNICAZIONE: STUDI NIVOLOGICI SUL GHIACCIAIO DI INDREN (Monte Rosa, Italia)

Nel gennaio 2003, grazie alla collaborazione tra l'Università degli Studi di Torino (Di.Va.P.R.A.-LNSA) e il comprensorio sciistico Monterosa Ski, ha avuto inizio un progetto di studio riguardante l'impatto dell'attività turistica invernale sulla qualità chimica, fisica e sedimentologica del manto nevoso sul Ghiacciaio di Indren (AO). Negli ultimi anni l'attività sciistica sul ghiacciaio è stata fortemente penalizzata dalla generale contrazione dell'unità glaciale (PICCINI, 2002). Nella prospettiva di una ristrutturazione degli impianti sciistici, che interesserà a breve il collegamento Pianalunga-Passo Salati e successivamente la zona glaciale adiacente Punta Indren, appare di primaria importanza assumere nuove informazioni su questa unità glaciale e sulle sue nevi, utili anche per eventuali, future scelte progettuali nel rispetto del corretto utilizzo delle risorse. Altre ricerche hanno preso in esame i caratteri metamorfici del manto nevoso in alta Valle del Lys (MOTTA, 1996). In questo caso si vuole tenere conto della *variabile impatto antropico* (battitura piste) e della pericolosità potenziale della superficie glaciale per le attività turistiche. Il Ghiacciaio di Indren ha una lunga storia di frequentazione umana, dagli albori dell'alpinismo al *boom* del turismo bianco, e può contare inoltre su vari studi glaciologici eseguiti agli inizi del secolo scorso. L'indagine glacio-nivologica in oggetto si pone in quell'ottica di una più corretta fruizione dell'area che è stata inaugurata con la campagna di bonifica ambientale *Monte Rosa pulito*, condotta dalle Guide Alpine di Alagna e Gressoney nel 2002.

Obiettivi

L'obiettivo principale di questa ricerca è quello di quantificare la differente evoluzione e resistenza all'ablazione del manto nevoso indisturbato rispetto a quello soggetto a battitura meccanica. La neve compressa aumenta di densità, diminuendo quindi il proprio potere isolante tra lo strato basale e la superficie (FREPPAZ ET AL., 2001). Si cercherà di quantificare in che misura tale riduzione possa influire sul gradiente termico e sulla conservazione del manto nevoso nella stagione estiva. Si intende inoltre valutare l'influenza delle caratteristiche fisiche del manto nevoso sulla temperatura all'interfaccia ghiaccio-neve e i metamorfismi in atto nei vari periodi dell'anno.

Metodi

I rilievi del manto nevoso verranno eseguiti secondo la metodologia standard (prova penetrometrica e analisi stratigrafica); inoltre si eseguiranno prelievi di campioni di neve nei diversi strati, al fine di determinarne le caratteristiche chimiche e del particolato. Per il confronto dei regimi termici e delle relative inerzie saranno utilizzati i dati meteorologici della stazione di Punta Indren in aria libera e i dati di temperatura ottenuti da quattro sensori termici collegati a *data loggers*² collocati all'interfaccia ghiaccio-neve, in due parcelle sperimentali predisposte a breve distanza l'una dall'altra: due di questi resteranno sepolti in neve indisturbata (parcella 1) fino all'esumazione estiva, gli altri due saranno collocati al di sotto di una porzione di manto nevoso soggetto a ripetute compressioni (parcella 2) da parte dei mezzi battipista della Monterosa Ski che operano sul Ghiacciaio di Indren. Il periodo di osservazione andrà da gennaio a settembre 2003.

Individuazione e gestione delle aree glaciali a rischio per la frequentazione turistica

Nel periodo primaverile-estivo, alle misure nivologiche verrà affiancato il rilievo del perimetro dell'area potenzialmente sciabile, fornendone quindi successivi aggiornamenti nel corso dell'anno. Su questa base saranno altresì indicati i pericoli potenziali e i conseguenti interventi o segnalazioni intrapresi. Nel corso di questi mesi si ipotizza di cartografare l'evoluzione della posizione della *snow-line*, solitamente ben visibile, e i limiti oggettivi (crepacci, rocce affioranti) che possono condizionare la fruibilità turistica dell'area.

(*) Servizio Glaciologico Lombardo; (**) DI.VA.P.R.A. - Laboratorio Centro di saggio della Neve e dei Suoli Alpini, Gressoney la Trinitè (AO): www.lnsa.unito.it

² il *data-logger* è una centralina di acquisizione dati.

Prospettive

Questa ricerca si sviluppa in un particolare contesto temporale che vede il sopraccitato completamento di un collegamento impiantisco tra la Valsesia e la Valle del Lys, a lungo atteso, e gli interventi di ristrutturazione dell'Istituto Scientifico Angelo Mosso, glorioso santuario della ricerca scientifica, inaugurato nel 1907, e situato proprio nei pressi del Passo Salati (2907 m s.l.m.). Tale ristrutturazione, resasi necessaria dopo l'incendio che nel giugno 2000 ne ha parzialmente distrutto la struttura, è stata promossa dall'Università degli Studi di Torino, ente proprietario, con il sostegno della Regione Autonoma Valle d'Aosta, della Regione Piemonte e delle Comunità locali. Il progetto europeo "INTERREG III A", alla base degli interventi di ristrutturazione, ha finalità più ampie, e cioè la creazione, in collaborazione con alcuni Enti svizzeri (i Musei Cantionali del Vallese, la Fondation Tissières e il CREALP), di una rete di musei storico-scientifici nel territorio del Monte Rosa. Obiettivo è la divulgazione dell'informazione sulle ricerche scientifiche in ambiente alpino mediante l'organizzazione di mostre e conferenze, rendendo così accessibile al visitatore l'ambiente naturale in forma consapevole e didatticamente efficace. I risultati di questa ricerca, condotta con il sostegno del Laboratorio Centro di Saggio della Neve e dei Suoli Alpini e del Monterosa Ski, verranno divulgati proprio in occasione delle esposizioni e dei seminari che si intendono promuovere nel corso del 2003 e del 2004 nell'ambito del progetto INTERREG.



Foto 1: operazioni di sbancamento preliminari alla posa dei sensori termici e al primo rilievo stratigrafico. (P. Piccini, 17 gennaio 2003).

Photo 1: the excavation operations prior to the laying of the thermal sensors and to the first stratigraphic survey. (P. Piccini, 17th January 2003).

BIBLIOGRAFIA / REFERENCES

- FREPPAZ M., SCALENGHE R. e ZANINI E. (2001) - *Cambiamenti climatici e manto nevoso: influenza sulla dinamica di nutrienti in suoli forestali dell'Italia Nord Occidentale*. Giornata di studi "I cambiamenti climatici negli ultimi anni e la loro influenza sul manto nevoso delle Alpi e dell'Appennino", Università Studi Tuscia, Centro Studi Alpino, Pieve Tesino (TN), 25.05.2001. Economia montana, linea ecologica, Anno XXXIII, n. 4 pp. 39-43.
- MOTTA M., UNTERTHINER S., MOTTA L. (1996) - *Caratteri sedimentari e metamorfici del manto nevoso nell'alta Valle di Gressoney*, Rev. Valdotaie Hist. Nat., 50, pp. 17-36.
- PICCINI P. (2002) - *Indren: glacialismo del ventesimo secolo*, Terra glaciális n. 5, pp. 85-102.

REPORT: SNOW STUDIES ON THE INDREN GLACIER (Monte Rosa, Italy)

In January 2003, the University of Turin (Di.Va.P.R.A.-LNSA) in cooperation with the *Monterosa Ski* domain have initiated a study project on the chemical, physical and sedimentological impacts of winter tourism on the quality of the Indren Glacier snow cover (Province of Aosta). In the last few years, skiing on the glacier has been strongly affected by the general shrinkage of the glacial unit (PICCINI, 2002). While planning an upgrade of the skiing facilities, that will shortly include the connection Pianalunga-Passo Salati and thereafter the glacial area close to Punta Indren, it is extremely important to obtain new information on this glacial unit and on its snow cover; also, this may prove useful for other possible, future projects aimed at a correct use of the resource. Other studies have examined the metamorphic features of the snow cover in the upper Lys valley (MOTTA, 1996). In this case, we would like to consider the anthropic impact variable (snow-cats on the ski-runs) and the potential dangers of tourist activities on the glacial surface. The Indren Glacier has a long history of human presence, from the beginning of mountaineering to the “white tourism” boom; it is also the subject of various glaciological studies carried out since the beginning of the past century. The present investigation concentrates on a more sensible use of an area already involved, in 2002, in the environmental reclamation campaign “*Monte Rosa pulito*” carried out by the Alpine Guides of Alagna and Gressoney.

Objectives - This research mainly aims at quantifying the different evolution and resistance to ablation of untouched snow versus pressed snow (compacted by snow-cats) as the increased density of the compressed snow reduces the insulation gradient between top and bottom snow layers (FREPPAZ ET ALII, 2001). The research will try to quantify how much this can influence the thermal gradient and the preservation of the snow cover during the summer season. Moreover, the plan is to evaluate the influence of the physical features of the snow cover on the temperature at the ice-snow interface and the metamorphism occurring at various periods of the year.

Methodology - The surveys of the snow cover will be carried out according to the standard methodology (penetrometer's test and stratigraphic analysis). Moreover, the snow from different layers will be sampled, in order to run chemical and particles analysis. The comparison between the thermal regimes and the relative inertia will be made through four thermal sensors connected to *data loggers*² positioned at the ice-snow interface in two, fairly nearby, experimental sites. Two sensors will remain buried in the untouched snow (site 1) until the summer; the other two will be positioned under a portion of the snow blanket subject to the repeated compressions from the *Monterosa Ski* snow-cats operating on the Indren Glacier (site 2). The period under examination is January to September 2003.

Identifying and managing possibly dangerous glacial areas for tourists - In the spring-summer period, the snow surveys will be complemented by measurements of the perimeter of the potentially skiable area, thus producing up-to-date information throughout the season. At the same time, there will be an indication of potential dangers, with actions taken or recommendations. During these months, the plan is to record the evolution of the snow-line altitude, usually very visible, and the limitations (crevasses, emerging rocks) that can restrict the use of the area for tourist purposes.

Prospects - This research takes place in a critical time frame, which is characterised by the completion of the long-awaited connection between the Valsesia and the Lys Valley and by the restructure of the *Istituto Scientifico Angelo Mosso*, a glorious stronghold of scientific research, opened in 1907 and located at Passo Salati (2907 m a.s.l.). Such modernization, a necessity imposed by the fire that partially destroyed the structure in June 2000, was promoted by the University of Turin - the owner of the station - with the support of the Autonomous Region of Valle d'Aosta, the Piedmont Region and local communities. The research is part of the EU project “*INTERREG III A*”; besides financing the modernization works, the project has wider objectives, i.e. the creation of a network of historical-scientific museums in the Monte Rosa territory, in collaboration with some Swiss institutions (the *Musei Cantionali del Vallese*, the *Fondation Tissières* and the *CREALP*). The objective thereof is the dissemination of information derived from scientific research in the Alps through exhibitions and conferences, thus making the natural environment accessible to the visitors in a didactically effective way and in a manner that will foster self-awareness. The results of this research, carried out with the support of the *Laboratorio Centro di Saggio della Neve e dei Suoli Alpini* and of the *Monterosa Ski*, will be published in time for the exhibitions and the seminars that will be run, during the years 2003 and 2004, as part of the INTERREG project.


² the *data logger* is a data gathering station.

RASSEGNA GLACIOLOGICA INTERNAZIONALE

International glaciological literature


(a cura di / by Andrea Almasio)

ANNO / YEAR 2002

 *Annals of Glaciology* - Vol. 34, 2002


Selected papers from the International Symposium on Remote Sensing in Glaciology, held in Maryland, U.S.A., 4-8 June 2001

- C. Derksen, A. Walker, E. LeDrew and B. Goodison** - *Time-series analysis of passive-microwave-derived central North American snow water equivalent imagery*
- A.E. Walker, A. Silis** - *Snow-cover variations over the Mackenzie River basin, Canada, derived from SSM/I passive-microwave satellite data*
- Nelly M. Mognard and Edward G. Josberger** - *Northern Great Plains 1996/97 seasonal evolution of snowpack parameters from satellite passive-microwave measurements*
- D.K. Hall, R.E.J. Kelly, G.A. Riggs, A.T.C. Chang, J.L. Foster** - *Assessment of the relative accuracy of hemispheric-scale snow-cover maps*
- Li Xin, Toshio Koike and Cheng Guodong** - *Retrieval of snow reflectance from Landsat data in rugged terrain*
- Richard L. Armstrong and Mary J. Brodzik** - *Hemispheric-scale comparison and evaluation of passive-microwave snow algorithms*
- Andrew G. Klein and Julianne Stroeve** - *Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument*
- Stefan W. Vogel** - *Usage of high-resolution Landsat 7 band 8 for single-band snow-cover classification*
- Frédérique C. Pivot, Claude Kergomard and Claude R. Duguay** - *Use of passive-microwave data to monitor spatial and temporal variations of snow cover at tree line, near Churchill, Manitoba, Canada*
- Manfred Stähli, Jesko Schaper and Andreas Papritz** - *Towards a snow-depth distribution model in a heterogeneous subalpine forest using a Landsat TM image and an aerial photograph*
- Robert O. Green, Jeff Dozier, Dar Roberts and Tom Painter** - *Spectral snow-reflectance models for grain-size and liquid-water fraction in melting snow for the solar-reflected spectrum*
- Tomonori Tanikawa, Teruo Aoki and Fumihiko Nishio** - *Remote sensing of snow grain-size and impurities from Airborne Multispectral Scanner data using a snow bidirectional reflectance distribution function model*
- M. Frezzotti, S. Gandolfi, F. la Marca, S. Urbini** - *Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: new field and remote-sensing data*
- Eija Kärkäs, Hardy B. Granberg, Kimmo Kanto, Kai Rasmus, Chantale Lavoie and Matti Leppäranta** - *Physical properties of the seasonal snow cover in Dronning Maud Land, East Antarctica*
- Frank Rau and Matthias Braun** - *The regional distribution of the dry-snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70°S*
- Xuanji Wang and Jeffrey R. Key** - *Aggregate-area radiative flux: biases*
- Sarah B. Das, Richard B. Alley, David B. Reusch and Christopher A. Shuman** - *Temperature variability at Siple Dome, West Antarctica, derived from ECMWF re-analyses, SSM/I and SMMR brightness temperatures and AWS records*
- Christopher A. Shuman and Josefino C. Comiso** - *In situ and satellite surface temperature records in Antarctica*
- W.M. Calvin, M. Milman, H.H. Kieffer** - *Reflectance of Antarctica from 3 to 5 μ m: discrimination of surface snow and cloud properties*
- Mark A. Fahnestock, Waleed Abdalati and Christopher A. Shuman** - *Long melt seasons on ice shelves of the Antarctic Peninsula: an analysis using satellite-based microwave emission measurements*
- Sylviane Surdyk** - *Low microwave brightness temperatures in central Antarctica: observed features and implications*
- F. G. L. Cawkwell and J. L. Bamber** - *The impact of cloud cover on the net radiation budget of the Greenland ice sheet*
- O. Eisen, U. Nixdorf, F. Wilhelms and H. Miller** - *Electromagnetic wave speed in polar ice: validation of the common-midpoint technique with high-resolution dielectric-profiling and α -density measurements*
- Shuji Fujita, Hideo Maeno, Teruo Furukawa and Kenichi Matsuoka** - *Scattering of VHF radio waves from within the top 700 m of the Antarctic ice sheet and its relation to the depositional environment: a case-study along the Syowa-Mizubo-Dome Fuji traverse*
- C. S. M. Doake, H. F. J. Corr and A. Jenkins** - *Polarization of radio waves transmitted through Antarctic ice shelves*
- K. Matsuoka, H. Maeno, S. Uratsuka, S. Fujita, T. Furukawa and O. Watanabe** - *A ground-based, multi-frequency ice-penetrating radar system*
- Patrick Bardel, Andrew G. Fountain, Dorothy K. Hall and Ron Kwok** - *Synthetic aperture radar detection of the snowline on Commonwealth and Howard Glaciers, Taylor Valley, Antarctica*
- Evgeniy Ermolin, Hernán de Angelis and Pedro Skvarca** - *Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography*
- E. Rignot, D. G. Vaughan, M. Schmeltz, T. Dupont, D. Mac Ayeal** - *Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, W. Antarctica*
- Ian Joughin** - *Ice-sheet velocity mapping: a combined interferometric and speckle-tracking approach*
- M. Schmeltz, E. Rignot and D. MacAyeal** - *Tidal flexure along ice-sheet margins: comparison of InSAR with an elastic-plate model*
- B. E. Smith, N. E. Lord and C. R. Bentley** - *Crevasse ages on the northern margin of Ice Stream C, West Antarctica*
- Eric Rignot** - *Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data*
- N. W. Young and G. Hyland** - *Velocity and strain rates derived from InSAR analysis over the Amery Ice Shelf, East Antarctica*
- Massimo Frezzotti and Marco Polizzi** - *50 years of ice-front changes between the Adélie and Banzare Coasts, East Antarctica*
- Helen A. Fricker, Neal W. Young, Ian Allison, Richard Coleman** - *Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica*
- L. Padman, H. A. Fricker, R. Coleman, S. Howard and L. Erofeeva** - *A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas*
- H. J. Zwally, M. A. Beckley, A. C. Brenner and M. B. Giovinetto** - *Motion of major ice-shelf fronts in Antarctica from slant-range analysis of radar altimeter data, 1978–98*
- Kenneth C. Jezek** - *RADARSAT-1 Antarctic Mapping Project: change-detection and surface velocity campaign*
- L. Gray, N. Short, R. Bindshadler, I. Joughin, L. Padman, P. Vornberger and A. Khananian** - *RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping*


- H. Rott, W. Rack, P. Skvarca, H. de Angelis - *Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after collapse*
- R. Bindschadler, T. Scambos, H. Rott, P. Skvarca and P. Vornberger - *Ice dolines on Larsen Ice Shelf, Antarctica*
- Ted A. Scambos and Terry Haran - *An image-enhanced DEM of the Greenland ice sheet*
- Li Jun and H. Jay Zwally - *Modeled seasonal variations of firn density induced by steady-state surface air-temperature cycle*
- W. L. Wang, H. J. Zwally, W. Abdalati, S. Luo - *Modeling of ice flow and internal layers along a flowline through Swiss Camp, West Greenland*
- A.P. Ahlstrøm, C. E. Bøggild, J.J. Mohr, N. Reeh, E. L. Christensen, O.B. Olesen, K. Keller - *Mapping of a hydrological ice-sheet drainage basin on the W Greenland ice-sheet margin from ERS-1/-2 SAR interferometry, ice-radar measurement and modelling*
- S.Gudmundsson, M.T. Gudmundsson, H.Björnsson, F.Sigmundsson, H.Rott, J.M.Carstensen - *Three-dimensional glacier surface motion maps at the Gjalp eruption site, Iceland, inferred from combining InSAR and other ice-displacement data*
- T. Murray, T. Strozz, A. Luckman, H. Pritchard and H. Jiskoot - *Ice dynamics during a surge of Sortebrae, East Greenland*
- Sagi Filin and Beáta Csathó - *Improvement of elevation accuracy for mass-balance monitoring using in-flight laser calibration*
- Max König, Jemma Wadham, Jan-Gunnar Winther, Jack Kohler and Anne-Marie Nuttall - *Detection of superimposed ice on the glaciers Kongsvegen and midre Lovénbreen, Svalbard, using SAR satellite imagery*
- Liss Marie Andreassen, Hallgeir Elvehøy and Bjarne Kjöllmoen - *Using aerial photography to study glacier changes in Norway*
- R. E. J. Kelly - *Estimation of the ELA on Hardangerjøkulen, Norway during the 1995/96 winter season using repeat-pass SAR coherence*
- F. Paul, A. Kääb, M. Maisch, T. Kellenberger, W. Haeblerli - *The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory. I. Methods*
- A. Kääb, F. Paul, M. Maisch, M. Hoelzle, W. Haeblerli - *The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: II. First results*
- Andrés Rivera, César Acuña, Gino Casassa and Francisca Bown - *Use of remotely-sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise*
- Gino Casassa, Katrine Smith, Andrés Rivera, José Araos, Michael Schnirch and Christoph Schneider - *Inventory of glaciers in isla Riesco, Patagonia, Chile, based on aerial photography and satellite imagery*
- P. Skvarca, H. de Angelis, R. Naruse, C. R. Warren, M. Aniya - *Calving rates in fresh water: new data from southern Patagonia*
- M. Aniya, R. Naruse and S. Yamaguchi - *Utilization of 6 x 6 cm format vertical aerial photographs for repetitive mapping of surface morphology and measurement of flow velocities of a small glacier in a remote area: Glaciar Soler, Hielo Patagónico Norte, Chile*
- Joan M. Ramage and Bryan L. Isacks - *Determination of melt-onset and refreeze timing on southeast Alaskan icefields using SSM/I diurnal amplitude variations*
- R. L. Wessels, J. S. Kargel, H. H. Kieffer - *ASTER measurement of supraglacial lakes in the Mount Everest region of the Himalaya*
- Nozomu Takeuchi - *Optical characteristics of cryoconite (surface dust) on glaciers: the relationship between light absorptency and the property of organic matter contained in the cryoconite*
- T. Markus, D. J. Cavalieri, A. Ivanoff - *The potential of using Landsat 7 ETM+ for the classification of sea-ice surface conditions during summer*
- Josefino C. Comiso - *Correlation and trend studies of the sea-ice cover and surface temperatures in the Arctic*
- T. Matsuoka, S. Uratsuka, M. Satake, A. Nadai, T. Umehara, H. Maeno, H. Wakabayashi, F. Nishio and Y. Fukumachi - *Deriving sea-ice thickness and ice types in the Sea of Okhotsk using dual-frequency airborne SAR (Pi-SAR) data*
- Claire L. Parkinson - *Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99*
- C.L. Parkinson, D.J. Cavalieri - *A 21 year record of Arctic sea-ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends*
- Ron Kwok - *Arctic sea-ice area and volume production: 1996/97 versus 1997/98*
-  *Annals of Glaciology – Vol. 35, 2002*
- Selected papers from the International Symposium on Ice Cores and Climate, held in Kangerlussuaq, Greenland, 19-23 August 2001*
- D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, H. Miller, O. Watanabe, S. J. Johnsen, J. P. Steffensen, H. B. Clausen, A. Svensson and L. B. Larsen - *The NorthGRIP deep drilling programme*
- C. Schott Hvidberg, J. Peder Steffensen, H. B. Clausen, H. Shoji and J. Kipfstuhl - *The NorthGRIP ice-core logging procedure: description and evaluation*
- S. Suter and M. Hoelzle - *Cold firn in the Mont Blanc and Monte Rosa areas, European Alps: spatial distribution and statistical models*
- R. M. Koerner and D. A. Fisher - *Ice-core evidence for widespread Arctic glacier retreat in the Last Interglacial and the early Holocene*
- D. Fritzsche, F. Wilhelms, L. M. Savatuyugin, J. F. Pinglot, H. Meyer, H.-W. Hubberten and H. Miller - *A new deep ice core from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya, Eurasian Arctic: first results*
- K. Goto-Azuma, R. M. Koerner, D.A. Fisher - *An ice-core record over the last two centuries from Penny Ice Cap, Baffin Isl., Canada*
- D. L. Morse, D. D. Blankenship, E. D. Waddington and T. A. Neumann - *A site for deep ice coring in West Antarctica: results from aerogeophysical surveys and thermo-kinematic modeling*
- R. Mulvaney, H. Oerter, D. A. Peel, W. Graf, C. Arrowsmith, E. C. Pasteur, B. Knight, G. C. Littot and W. D. Miners - *1000 year ice-core records from Berkner Island, Antarctica*
- Mary R. Albert - *Effects of snow and firn ventilation on sublimation rates*
- V. A. Pohjola, T. A. Martma, H. A. J. Meijer, J. C. Moore, E. Isaksson, R. Vaikmäe and R. S. W. van de Wal - *Reconstruction of three centuries of annual accumulation rates based on the record of stable isotopes of water from Lomonosovfonna, Svalbard*
- Gina L. Luciano and Mary R. Albert - *Bidirectional permeability measurements of polar firn*
- E. Hanna, P. Huybrechts, T. L. Mote - *Surface mass balance of the Greenland ice sheet from climate-analysis data and accumulation / runoff models*
- D. A. Braaten, S. Prasad Gogineni, D. Tammana, S. Namburi, J. Paden and K. K. Gurumoorthy - *Improvement of radar ice-thickness measurements of Greenland outlet glaciers using SAR processing*
- Gordon S. Hamilton and Ian Whillans - *Local rates of ice-sheet thickness change in Greenland*
- T. Shiraiva, S. Kohshima, R. Uemura, N. Yoshida, S. Matoba, J. Uetake and M. A. Godoi - *High net accumulation rates at Campo de Hielo Patagónico Sur, South America, revealed by analysis of a 45.97 m long ice core*

- Elisabeth Schlosser and Hans Oerter - *Shallow firn cores from Neumayer, Ekströmsisen, Antarctica: a comparison of accumulation rates and stable-isotope ratios*
- Elisabeth Schlosser and Hans Oerter - *Seasonal variations of accumulation and the isotope record in ice cores: a study with surface snow samples and firn cores from Neumayer station, Antarctica*
- Gordon S. Hamilton - *Mass balance and accumulation rate across Siple Dome, West Antarctica*
- Barbara T. Smith, Tas D. Van Ommen and Vin I. Morgan - *Distribution of oxygen isotope ratios and snow accumulation rates in Wilhelm II Land, East Antarctica*
- J. L. Kavanaugh and K. M. Cuffey - *Generalized view of source-region effects on δD and deuterium excess of ice-sheet precipitation*
- E. D. Waddington, E. J. Steig, T. A. Neumann - *Using characteristic times to assess whether stable isotopes in polar snow can be reversibly deposited*
- R. van Trigt, Harro A. J. Meijer, Arny E. Sveinbjörnsdóttir, Sigfús J. Johnsen and Erik R. Th. Kerstel - *Measuring stable isotopes of hydrogen and oxygen in ice by means of laser spectrometry: the Bolling transition in the Dye-3 (south Greenland) ice core*
- Sune Olander Rasmussen, Katrine Krogh Andersen, Marie-Louise Siggaard-Andersen and Henrik B. Clausen - *Extracting the annual signal from Greenland ice-core chemistry and isotopic records*
- N. Reeh, H. Oerter and H. Højmark Thomsen - *Comparison between Greenland ice-margin and ice-core oxygen-18 records*
- C. Zdanowicz, D. A. Fisher, I. Clark and D. Lacelle - *An ice-marginal $\delta^{18}O$ record from Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada*
- D. A. Fisher, R. M. Koerner, G. A. Zielinski, C. P. Wake, C. M. Zdanowicz, J. C. Bourgeois, P. A. Mayewski and N. Grummet - *The effects of flowline length evolution on chemistry- $\delta^{18}O$ profiles from Penny Ice Cap, Baffin Island, Canada*
- Wolfgang Schön, Ingeborg Auer, Reinhard Böhm, Lothar Keck and Dietmar Wagenbach - *Spatial representativity of air-temperature information from instrumental and ice-core-based isotope records in the European Alps*
- Lee Xinqing, Qin Dahe, Hou Shugui, Ren Jiawen, Duan Keqin and Zhou Hui - *Changes in chemical and isotopic properties near infiltrated cracks in an ice core from Ürümqi glacier No. 1, Tien Shan, China*
- He Yuanqing, Wilfred H. Theakstone, Yao Tandong, Chen Tuo and David D. Zhang - *The irregular pattern of isotopic and ionic signals in the typical monsoon temperate-glacier area, Yulong mountain, China*
- Elisabeth Isaksson and Kjetil Melvold - *Trends and patterns in the recent accumulation and oxygen isotopes in coastal Dronning Maud Land, Antarctica: interpretations from shallow ice cores*
- A. A. Ekaykin, V. Ya. Lipenkov, N. I. Barkov, J. Robert Petit, V. Masson-Delmotte - *Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica: implications for ice-core record interpretation*
- M. Proposito, S. Becagli, E. Castellano, O. Flora, R. Gragnani, B. Stenni, R. Traversi, R. Udisti and M. Frezzotti - *Chemical and isotopic snow variability along the 1998 ITASE traverse from Terra Nova Bay to Dome C, East Antarctica*
- W. Graf, H. Oerter, O. Reinwarth, W. Stichler, F. Wilhelms, H. Miller and R. Mulvaney - *Stable-isotope records from Dronning Maud Land, Antarctica*
- B. Stauffer, J. Flückiger, E. Monnin, J. Schwander, J.-M. Barnola and J. Chappellaz - *Atmospheric CO₂, CH₄ and N₂O records over the past 60 000 years based on the comparison of different polar ice cores*
- R. Röthlisberger, M. A. Hutterli, E. W. Wolff, R. Mulvaney, H. Fischer, M. Bigler, K. Goto-Azuma, M. E. Hansson, U. Ruth, M.-L. Siggaard-Andersen, J. P. Steffensen - *Nitrate in Greenland and Antarctic ice cores: a detailed description of post-depositional processes*
- Mika Kohno and Yoshiyuki Fujii - *Past 220 year bipolar volcanic signals: remarks on common features of their source volcanic eruptions*
- Ian Baker and Daniel Cullen - *The structure and chemistry of 94 m Greenland Ice Sheet Project 2 ice*
- Véronique Verbeke, Reginald Lorrain, Sigfús J. Johnsen and Jean-Louis Tison - *A multiple-step deformation history of basal ice from the Dye 3 (Greenland) core: new insights from the CO₂ and CH₄ content*
- Urs Ruth, Dietmar Wagenbach, Matthias Bigler, Jørgen P. Steffensen, Regine Röthlisberger and Heinz Miller - *High-resolution microparticle profiles at NorthGRIP, Greenland: case studies of the calcium-dust relationship*
- M.-L. Siggaard-Andersen, J. Peder Steffensen and H. Fischer - *Lithium in Greenland ice cores measured by ion chromatography*
- M. Bigler, D. Wagenbach, H. Fischer, J. Kipfstuhl, H. Miller, S. Sommer and B. Stauffer - *Sulphate record from a northeast Greenland ice core over the last 1200 years based on continuous flow analysis*
- Jari Vehviläinen, Elisabeth Isaksson and John C. Moore - *A 20th-century record of naphthalene in an ice core from Svalbard*
- T. Kekonen, J. C. Moore, R. Mulvaney, E. Isaksson, V. Pohjola and R. S. W. van de Wal - *An 800 year record of nitrate from the Lomonosovfonna ice core, Svalbard*
- Hou Shugui, Qin Dahe, Zhang Dongqi, Ren Jiawen, Kang Shichang, Paul A. Mayewski and Cameron P. Wake - *Comparison of two ice-core chemical records recovered from the Qomolangma (Mount Everest) region, Himalaya*
- Wang Ninglian, Yao Tandong, Lonnie G. Thompson and Mary E. Davis - *Indian monsoon and North Atlantic Oscillation signals reflected by Cl⁻ and Na⁺ in a shallow ice core from Dasuopu glacier, Xixiabangma, Himalaya*
- Q. Dahe, H. Shugui, Z. Dongqi, R. Jiawen, K. Shichang, P. A. Mayewski and C. P. Wake - *Preliminary results from the chemical records of an 80.4 m ice core recovered from East Rongbuk Glacier, Qomolangma (Mount Everest), Himalaya*
- Lee Xinqing, Qin Dahe, Ren Jiawen, Duan Keqin, Kang Shichang and Zhou Hui - *Past 43 year oxalate record: Ürümqi glacier No. 1, Tien Shan, China, and its link with Far East Rongbuk Glacier, Qomolangma (Mount Everest)*
- Rita Traversi, Silvia Becagli, Emiliano Castellano, Alessio Migliori, Mirko Severi and Roberto Udisti - *High-resolution fast ion chromatography (FIC) measurements of chloride, nitrate and sulphate along the EPICA Dome C ice core*
- G.C. Littot, R. Mulvaney, R. Röthlisberger, R. Udisti, E.W. Wolff, E. Castellano, M. deAngelis, M.E. Hansson, S. Sommer, J.P. Steffensen - *Comparison of analytical methods used for measuring major ions in the EPICA Dome C (Antarct.) ice core*
- Barbara Delmonte, Jean Robert Petit and Valter Maggi - *LGM-Holocene changes and Holocene millennial-scale oscillations of dust particles in the EPICA Dome C ice core, East Antarctica*
- S. Fujita, N. Azuma, H. Motoyama, T. Kameda, H. Narita, Y. Fujii, O. Watanabe - *Electrical measurements on the 2503 m Dome F Antarctic ice core*


- S. Fujita, N. Azuma, H. Motoyama, T. Kameda, H. Narita, S. Matoba, M. Igarashi, M. Kohno, Y. Fujii, O. Watanabe - *Linear and non-linear relations between high-frequency-limit conductivity, AC-ECM signals and ECM signals of Dome F Antarctic ice core from a laboratory experiment*
- Anne S. Palmer, Vin I. Morgan, Mark A. J. Curran, Tas D. van Ommen and Paul A. Mayewski - *Antarctic volcanic flux ratios from Law Dome ice cores*
- M. A. J. Curran, A. S. Palmer, T. D. van Ommen, V. I. Morgan, K. L. Phillips, A. J. McMorrow and P. A. Mayewski - *Post-depositional movement of methanesulphonic acid at Law Dome, Antarctica, and the influence of accumulation rate*
- Jefferson C. Simões, Jean Robert Petit, Roland Souchez, Vladimir Ya. Lipenkov, Martine de Angelis, Liu Leibao, Jean Jouzel and Paul Duval - *Evidence of glacial flour in the deepest 89 m of the Vostok ice core*
- F. Göktas, H. Fischer, H. Oerter, R. Weller, S. Sommer and H. Miller - *A glacio-chemical characterization of the new EPICA deep-drilling site on Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica*
- Anna Grönlund, Douglas Nilsson, Ismo K. Koponen, Aki Virkkula and Margareta E. Hansson - *Aerosol dry deposition measured with eddy-covariance technique at Wasa and Aboa, Dronning Maud Land, Antarctica*
- Sun Junying, Ren Jiawen and Qin Dahe - *60 years record of biogenic sulfur from Lambert Glacier basin firn core, East Antarctica*
- Li Jun, Weili Wang and H. Jay Zwally - *Interannual variations of shallow firn temperature at Greenland summit*
- R. S. W. van de Wal, R. Mulvaney, E. Isaksson, J. C. Moore, J. F. Pinglot, V. A. Pohjola, M. P. A. Thomassen - *Reconstruction of the historical temperature trend from measurements in a medium-length borehole on the Lomonosofonna plateau, Svalbard*
- Yao Tandong, Duan Keqin, Xu Baiqing, Wang Ninglian, Pu Jianchen, Kang Shichang, Qin Xiang and Lonnie G. Thompson - *Temperature and methane changes over the past 1000 years recorded in Dasuopu glacier (central Himalaya) ice core*
- T. Hondoh, H. Shoji, O. Watanabe, A. N. Salamin and V. Ya. Lipenkov - *Depth-age and temperature prediction at Dome Fuji station, East Antarctica*
- Filip Lefebvre, Hubert Gallée, Jean-Pascal van Ypersele, Philippe Huybrechts - *Modelling of large-scale melt parameters with a regional climate model in south Greenland during the 1991 melt season*
- Irene A. Mogensen, Sigfús J. Johnsen, Andrey Ganoploski and Stefan Rahmstorf - *An investigation of rapid warm transitions during MIS2 and MIS3 using Greenland ice-core data and the CLIMBER-2 model*
- Jessica E. Miller, Jonathan D. W. Kahl, Fred Heller and Joyce M. Harris - *A three-dimensional residence-time analysis of potential summertime atmospheric transport to Summit, Greenland*
- Philippe Huybrechts, Ives Janssens, Chantal Poncin and Thierry Fichefet - *The response of the Greenland ice sheet to climate changes in the 21st century by interactive coupling of an AOGCM with a thermomechanical ice-sheet model*
- Cameron P. Wake, Kaplan Yalcin and Niels S. Gundestrup - *The climate signal recorded in the oxygen-isotope, accumulation and major-ion time series from the Eclipse ice core, Yukon Territory, Canada*
- G. W. Kent Moore, Keith Alverson and Gerald Holdsworth - *Variability in the climate of the Pacific Ocean and North America as expressed in the Mount Logan ice core*
- Eric A. Meyerson, Paul A. Mayewski, Karl J. Kreutz, L. David Meeker, Sallie I. Whitlow and Mark S. Twickler - *The polar expression of ENSO and sea-ice variability as recorded in a South Pole ice core*
- Duan Keqin, Yao Tandong, Sun Weizhen and Li Xinqin - *Indian monsoon variability in the Himalaya since AD 1800*
- P. Ginot, M. Schwikowski, U. Schotterer, W. Stichler, H. W. Gäggeler, B. Francou, R. Gallaire, B. Pouyaud - *Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records*
- Eric J. Steig and Richard B. Alley - *Phase relationships between Antarctic and Greenland climate records*
- P. D. Ditlevsen, S. Ditlevsen and K. K. Andersen - *The fast climate fluctuations during the stadial and interstadial climate states*
- Alison J. McMorrow, Mark A. J. Curran, Tas D. van Ommen, Vin I. Morgan and Ian Allison - *Features of meteorological events preserved in a high-resolution Law Dome (East Antarctica) snow pit*
- F. Nishio, T. Furukawa, G. Hashida, M. Igarashi, T. Kameda, M. Kohno, H. Motoyama, K. Naoki, K. Satow, K. Suzuki, M. Takata, Y. Toyama, T. Yamada and O. Watanabe - *Annual-layer determinations and 167 year records of past climate of H72 ice core in east Dronning Maud Land, Antarctica*
- Thorstur Thorsteinsson and Edwin D. Waddington - *Folding in strongly anisotropic layers near ice-sheet centers*
- R. Greve, Y. Wang and B. Mügge - *Comparison of numerical schemes for the solution of the advective age equation in ice sheets*
- Johannes Weertman - *The Comminou-Dundurs effect and position stability of subglacial lakes*
- Olivier Gagliardini and Jacques Meyssonier - *Lateral boundary conditions for a local anisotropic ice-flow model*
- M. R. Albert, R. L. Hawley - *Seasonal changes in snow surface roughness characteristics at Summit, Greenland: implications for snow and firn ventilation*
- Y. Wang, T. Thorsteinsson, J. Kipfstuhl, H. Miller, D. Dahl-Jensen and H. Shoji - *A vertical girdle fabric in the NorthGRIP deep ice core, North Greenland*
- Christine Schött Hvidberg, Kristian Keller and Niels S. Gundestrup - *Mass balance and ice flow along the north-northwest ridge of the Greenland ice sheet at NorthGRIP*
- Aslak Grinsted and Dorthe Dahl-Jensen - *A Monte Carlo-tuned model of the flow in the NorthGRIP area*
- K. M. Hansen, A. Svensson, Y. Wang, J. P. Steffensen - *Properties of GRIP ice crystals from around Greenland interstadial 3*
- J. Freitag, U. Dobrindt, J. Kipfstuhl - *A new method for predicting transport properties of polar firn with respect to gases on the pore-space scale*
- Sérgio H. Faria, Dmitri Kitarov and Kolumban Hutter - *Modelling evolution of anisotropy in fabric and texture of polar ice*
- J. Weiss, J. Vidot, M. Gay, L. Arnaud, P. Duval, J. R. Petit - *Dome Concordia ice microstructure: impurities effect on grain growth*
- Piers R. F. Barnes, Robert Mulvaney, K. Robinson and Eric W. Wolff - *Observations of polar ice from the Holocene and the glacial period using the scanning electron microscope*
- Weili Wang, Roland C. Warner and William F. Budd - *Ice-flow properties at Dome Summit South, Law Dome, East Antarctica*

 *Journal of Glaciology* – Vol. 48 2002, No. 160

- Bryn Hubbard** - Direct measurement of basal motion at a hard-bedded, temperate glacier: Glacier de Transfleuron, Switzerland
David M. Holland - Computing marine-ice thickness at an ice-shelf base
S. F. Price, R. A. Bindschadler, C. L. Hulbe and D. D. Blankenship - Force balance along an inland tributary and onset to Ice Stream D, West Antarctica
Gerald Holdsworth and H. Roy Krouse - Altitudinal variation of the stable isotopes of snow in regions of high relief
Joel T. Harper, Neil F. Humphrey and Mark C. Greenwood - Basal conditions and glacier motion during the winter/spring transition, Worthington Glacier, Alaska, U.S.A
Lars Henrik Smedsrud - A model for entrainment of sediment into sea ice by aggregation between frazil-ice crystals and sediment grains
I. E. Tabacco, C. Bianchi, A. Zirizzotti, E. Zuccheretti, A. Forieri and A. Della Vedova - Airborne radar survey above Vostok region, east-central Antarctica: ice thickness and Lake Vostok geometry
Gerard H. Roe - Modeling precipitation over ice sheets: an assessment using Greenland
Vasant Nijampurkar, Kameswara Rao, Manmohan Sarin and Joseph Gergan - Isotopic study on Dokriani Bamak glacier, central Himalaya: implications for climatic changes and ice dynamics
Elisabeth Schlosser, Nicole van Lipzig and Hans Oerter - Temporal variability of accumulation at Neumayer station, Antarctica, from stake array measurements and a regional atmospheric model
Nadine A. Nereson and Edwin D. Waddington - Isochrones and isotherms beneath migrating ice divides
Louis Lliboutry - Overtbrusts due to easy-slip/poor slip transitions at the bed: the mathematical singularity with non-linear isotropic viscosity
Louis Lliboutry - Extension of Glacier de Saint-Sorlin, French Alps, and equilibrium-line altitude during the Little Ice Age
Louis Lliboutry - Velocities, strain rates, stresses, crevassing and faulting on Glacier de Saint-Sorlin, French Alps, 1957–76
O. Torinesi, A. Letréguilly and F. Valla - A century reconstruction of the mass balance of Glacier de Sarennes, French Alps
M. Sharp, M. Skidmore and P. Nienow - Seasonal and spatial variations in the chemistry of a High Arctic supraglacial snow cover
Dirk P. Hansen and Larry A. Wilen - Performance and applications of an automated c-axis ice-fabric analyzer
A. V. Kulkarni, I. M. Bahuguna - Correspondence. Glacial retreat in the Baspa basin, Himalaya, monitored with satellite stereo data
Kurt M. Cuffey - Review. Oerlemans, J., 2001. *Glaciers and climate change: a meteorologist's view*. Lisse, etc., A.A. Balkema Publishers. xii + 148 pp. ISBN 90-265-1813-7
Richard C. A. Hindmarsh and E. Le Meur - Erratum. Dynamical processes involved in the retreat of marine ice sheets

 *Journal of Glaciology* – Vol. 48 2002, No. 161






- Jean-Louis Tison, Christian Haas, Marcia M. Gowing, Suzanne Sleewaegen and Alain Bernard** - Tank study of physico-chemical controls on gas content and composition during growth of young sea ice
Peter G. Knight, Richard I. Waller, Carrie J. Patterson, Alison P. Jones and Zoe P. Robinson - Discharge of debris from ice at the margin of the Greenland ice sheet
H. Jay Zwally and Li Jun - Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at Greenland summit
Douglas W. F. Mair, Martin J. Sharp and Ian C. Willis - Evidence for basal cavity opening from analysis of surface uplift during a high-velocity event: Haut Glacier d'Arolla, Switzerland
Mark A. Zumberge, Daniel H. Elsberg, William D. Harrison, Eric Husmann, John L. Morack, Erin C. Pettit and Edwin D. Waddington - Measurement of vertical strain and velocity at Siple Dome, Antarctica, with optical sensors
Jason M. Whitehead and Barrie C. McKelvey - Cenozoic glaciogenic sedimentation and erosion at the Menzies Range, southern Prince Charles Mountains, Antarctica
J. Bamber and E. Rignot - Unsteady flow inferred for Thwaites Glacier, and comparison with Pine Island Glacier, West Antarctica
Eric Rignot - Ice-shelf changes in Pine Island Bay, Antarctica, 1947–2000
Jeffrey S. Munroe and David M. Mickelson - Last Glacial Maximum equilibrium-line altitudes and paleoclimate, northern Uinta Mountains, northeastern Utah, U.S.A
Martijn S. De Ruyter de Wildt, Johannes Oerlemans and Helgi Björnsson - A method for monitoring glacier mass balance using satellite albedo measurements: application to Vatnajökull, Iceland
Bernhard T. Rabus and Keith A. Echelmeyer - Increase of 10 m ice temperature: climate warming or glacier thinning?
B. Goodsell, M.J. Hambrey, N.F. Glasser - Formation of band ogives and associated structures at Bas Glacier d'Arolla, Valais (CH)
Bin Cheng - On the numerical resolution in a thermodynamic sea-ice model
C. C. Lundy, M. Q. Edens and R. L. Brown - Measurement of snow density and microstructure using computed tomography
Steven A. Arcone - Airborne-radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Field, Alaska, U.S.A
Edward R. LaChapelle - Review. Molnia, B., 2001. *Glaciers of Alaska (Alaska Geographic, Vol. 28, No. 2)*. Anchorage, AK, The Alaska Geographic Society. 128 pp. ISBN 1-56661-055-9
Kang Shichang, Qin Dahe, Paul A. Mayewski, Sharon B. Sneed and Yao Tandong - Correspondence. Chemical composition of fresh snow on Xixiabangma peak, central Himalaya, during the summer monsoon season
Li Yingkui, Liu Gengnian and Cui Zhijiu - Erratum. Longitudinal variations in cross-section morphology along a glacial valley: a case-study from the Tien Shan, China

 *Arctic, Antarctic and Alpine Research* - Vol. 34, No. 4, November 2002

- David J. Parsons** - Editorial: Understanding and Managing Impacts of Recreation Use in Mountain Environments
D. N. Cole and C. A. Monz - Trampling Disturbance of High-Elevation Vegetation, Wind River Mountains, Wyoming, U.S.A.
B. Klug, G. Scharfetter-Lehrl, E. Scharfetter - Effects of Trampling on vegetation above the Timberline in the Eastern Alps, Austria
James J. Ebersole - Recovery of Alpine Vegetation on Small, Denuded Plots, Niwot Ridge, Colorado, U.S.A.
P. M. Kammer, A. Möhl - Factors controlling species richness in alpine plant communities: an assessment of the importance of stress and disturbance

- Inger Greve Alsos, Torstein Engelskjøn, and Christian Brochmann - *Conservation Genetics and Population History of *Betula nana*, *Vaccinium uliginosum*, and *Campanula rotundifolia* in the Arctic Archipelago of Svalbard*
- S. Greipsson, H. El-Mayas, M. Vestberg, and C. Walker - *Arbuscular Mycorrhizal Fungi in Sandy Soils in Iceland*
- Tuija Pehkonen, Hanna Ranta, Anne Tolvanen, and Kari Laine - *The Frequency of the Fungal Pathogen *Exobasidium splendendum* in Two Natural Stands of the Host *Vaccinium vitis-idaea* in the Subarctic Timberline Area*
- Martin Weih and P. Staffan Karlsson - *Low Winter Soil Temperature Affects Summertime Nutrient Uptake Capacity and Growth Rate of Mountain Birch Seedlings in the Subarctic, Swedish Lapland*
- H. W. Linderholm - *Twentieth-century Scots Pine Growth Variations in the Central Scandinavian Mountains Related to Climate Change*
- D. McCarroll, E. Pettigrew, A. Luckman, F. Guibal, and J.-L. Edouard - *Blue Reflectance Provides a Surrogate for Latewood Density of High-latitude Pine Tree Rings*
- Tamsin E. Laing, Reinhard Pienitz, and Serge Payette - *Evaluation of Limnological Responses to Recent Environmental Change and Caribou Activity in the Rivière George Region, Northern Québec, Canada*
- A. P. Stierle, H. Eicken - *Sediment inclusions in Alaskan Coastal Sea Ice: spatial distribution, interannual variability and entrainment requirements*
- J. Oerlemans and E. J. Klok - *Energy Balance of a Glacier Surface: Analysis of Automatic Weather Station Data from the Morteratschgletscher, Switzerland*
- 📖 *Permafrost and Periglacial Processes - Volume 13, Issue 1, 2002*
- M. W. Smith, D. W. Riseborough - *Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis*
- Roman urawek - *Internal Structure of a relict rock glacier, la Massif, Southwest Poland*
- M. Guglielmin, M. Camusso, S. Polesello, S. Valsecchi, M. Teruzzi - *A note on the ice crystallography and geochemistry of a debris cone, Northern Foothills, Antarctica*
- 📖 *Permafrost and Periglacial Processes - Volume 13, Issue 2, 2002*
- Hanno Meyer, Alexander Dereviagin, Christine Siegert, Lutz Schirmer, Hans-W. Hubberten - *Palaoclimate reconstruction on Big Lyakhovskiy Island, north Siberia - hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges*
- Yoshihiko Kariya - *Geomorphic processes at a snowpatch hollow on Gassan volcano, northern Japan*
- L. Arenson, M. Hoelzle, S. Springman - *Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland*
- D. W. Riseborough - *The mean annual temperature at the top of permafrost, the TTOP model, and the effect of unfrozen water*
- Atsushi Ikeda, Norikazu Matsuoka - *Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps*
- Colin Whiteman - *Implications of a Middle Pleistocene ice-wedge cast at Trimmingham, Norfolk, eastern England*
- S. V. Kokelj, C. A. S. Smith, C. R. Burn - *Physical and chemical characteristics of the active layer and permafrost, Herschel Island, western Arctic Coast, Canada*
- 📖 *Permafrost and Periglacial Processes - Volume 13, Issue 3, 2002*
- H. M. French, M. Guglielmin - *Observations on granite weathering phenomena, Mount Keinath, Northern Victoria Land, Antarctica*
- Stuart A. Harris - *Causes and consequences of rapid thermokarst development in permafrost or glacial terrain*
- S. Carver, N. Mikkelsen, J. Woodward - *Long-term rates of mass wasting in Mesters Vig, northeast Greenland: notes on a re-survey*
- 📖 *Permafrost and Periglacial Processes - Volume 13, Issue 4, 2002*
- C. Stocker-Mittaz, M. Hoelzle, W. Haeblerli - *Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step*
- G. Bottino, M. Chiarle, A. Joly, G. Mortara - *Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments*
- Flavia A. Croce, Juan P. Milana - *Internal structure and behaviour of a rock glacier in the Arid Andes of Argentina*
- 📖 *Quaternary International - Vol. 87, Issue 1, January 2002*
- Xavier Planas, Aurea Ponsa, Andrea Coronato and Jorge Rabassa - *Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial cirque, Fuegian Andes, southernmost South America*
- Pierre A. Friele and John J. Clague - *Readvance of glaciers in the British Columbia Coast Mountains at the end of the last glaciation*
- A. N. Rudoy - *Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfoods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains*
- 📖 *Quaternary International - Vol. 88, Issue 1, February 2002*
- R. Schmidt, C. van den Bogaard, J. Merkt and J. Müller - *A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaoclimate*
- J. R. M. Allen, W. A. Watts, E. McGee and B. Huntley - *Holocene environmental variability - the record from Lago Grande di Monticchio, Italy*
- 📖 *Quaternary International - Vol. 89, Issue 1, March 2002*
- L. Schirmer, C. Siegert, T. Kuznetsova, S. Kuzmina, A. Andreev, F. Kienast, H. Meyer and A. Bobrov - *Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia*
- N. Catto - *Deformation of Glacial Materials : AJ Maltman, B Hubbard, and MJ Hambrey (Eds.); Geological Society Special Publication 176. The Geological Society of London, Geological Society Publishing House, Bath, UK, 344 pp, ISBN 1-86239-072-X, 2000.*
- 📖 *Quaternary International - Vol. 90, Issue 1, April 2002*
- T. G. Fisher, J. J. Clague and J. T. Teller - *The role of outburst floods and glacial meltwater in subglacial and proglacial landform genesis, pp 1-4*
- John Shaw - *The meltwater hypothesis for subglacial bedforms*

- Paul M. Cutler, Patrick M. Colgan and David M. Mickelson** - *Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formation*
- D. B. Sjogren, T. G. Fisher, L. D. Taylor, H. M. Jol and M. J. Munro-Stasiuk** - *Incipient tunnel channels*
- R. Bruce Rains, John Shaw, Darren B. Sjogren, Mandy J. Munro-Stasiuk, K. Robert Skoye, R. R. Young and R. T. Thompson** - *Subglacial tunnel channels, Porcupine Hills, southwest Alberta, Canada*
- Claire L. Beaney** - *Tunnel channels in southeast Alberta, Canada: evidence for catastrophic channelized drainage*
- M.J. Munro-Stasiuk, J. Shaw** - *The Blacksprings Ridge Flute Field, south-central Alberta, Canada: evidence for subglacial sheelflow erosion*
- T. G. Fisher and L. D. Taylor** - *Sedimentary and stratigraphic evidence for subglacial flooding, south-central Michigan, USA*
-  *Quaternary International* - Vol. 91, Issue 1, May 2002
- Andrew N. Mackintosh, Andrew J. Dugmore and Alun L. Hubbard** - *Holocene climatic changes in Iceland: evidence from modelling glacier length fluctuations at Sólheimajökull*
-  *Quaternary International* - Vol. 93-94, July 2002
- L. Schulte** - *Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum*
-  *Quaternary International* - Vol. 95-96, September 2002
- Arjen P. Stroeven, Derek Fabel and Shawn Marshall** - *Inceptions: mechanisms, patterns and timing of ice sheet inception*
- J. Oerlemans** - *On glacial inception and orography*
- R. Bintanja, R. S. W. van de Wal and J. Oerlemans** - *Global ice Volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice-dynamical model*
- K. I. Torbjørn Dahlgren, T. O. Vorren and J. Sverre Laberg** - *The role of grounding-line sediment supply in ice-sheet advances and growth on continental shelves: an example from the mid-Norwegian sector of the Fennoscandian ice sheet during the Saalian and Weichselian*
- Peter Jansson and Ola Fredin** - *Ice sheet growth under dirty conditions: implications of debris cover for early glaciation advances*
- James P. Kenneally and Terence J. Hughes** - *The calving constraints on inception of Quaternary ice sheets*
- David E. Sugden, Nicholas R. J. Hulton and Ross S. Purves** - *Modelling the inception of the Patagonian ice sheet*
- Jesse Johnson and James L. Fastook** - *Northern Hemisphere glaciation and its sensitivity to basal melt water*
- Sidney R. Hemming, Tore O. Vorren and Johan Kleman** - *Provinciality of ice rafting in the North Atlantic: application of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of individual ice rafted hornblende grains*
- Johan Kleman, James Fastook and Arjen P. Stroeven** - *Geologically and geomorphologically constrained numerical model of Laurentide Ice Sheet inception and build-up*
- Ola Fredin** - *Glacial inception and Quaternary mountain glaciations in Fennoscandia*
- D. H. Bromwich, E. R. Toracinta and S.-Hung Wang** - *Meteorological perspective on the initiation of the Laurentide Ice Sheet*
- Shawn J. Marshall** - *Modelled nucleation centres of the Pleistocene ice sheets from an ice sheet model with subgrid topographic and glaciologic parameterizations*
-  *Quaternary International* - Vol. 97-98, 2002
- Douglas I. Benn and Lewis A. Owen** - *Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains*
- V. B. Aizen, E. M. Aizen and S. A. Nikitin, Lewis A. Owen, U. Kamp, J. Q. Spencer and K. Haserodt** - *Glacier regime on the northern slope of the Himalaya (Xixibangma glaciers)*
- S. Tsukamoto, K. Asahi, T. Watanabe and W. J. Rink** - *Timing of past glaciations in Kanchenjunga Himal, Nepal by optically stimulated luminescence dating of tills*
- Shuji Iwata, Chiyuki Narama and Karma** - *Three Holocene and late Pleistocene glacial stages inferred from moraines in the Lingshi and Thanza village areas, Bhutan*
- Yafeng Shi** - *Characteristics of late Quaternary monsoonal glaciation on the Tibetan Plateau and in East Asia*
- Benxing Zheng, Qinqi Xu and Yongping Shen** - *The relationship between climate change and Quaternary glacial cycles on the Qinghai-Tibetan Plateau: review and speculation*
- Shangzhe Zhou, Jijun Li and Shiqiang Zhang** - *Quaternary glaciation of the Bailang River Valley, Qilian Shan*
- Chaolu Yi, Xiaoze Li and Jianjun Qu** - *Quaternary glaciation of Puruogangri-the largest modern ice field in Tibet*
- Zhen Su and Yafeng Shi** - *Response of monsoonal temperate glaciers to global warming since the Little Ice Age*
- T. Liu, X. Zhang, S. Xiong, X. Qin and X. Yang** - *Glacial environments on the Tibetan Plateau and global cooling*
- Chaolu Yi, Keqing Jiao, Kexin Liu, Yuanqing He and Yuguang Ye** - *ESR dating of the sediments of the Last Glaciation at the source area of the Urumqi River, Tian Shan Mountains, China*
- Zhijiu Cui, Chienfu Yang, Gengnian Liu, Wei Zhang, Shin Wang and Quocheng Sung** - *The Quaternary glaciation of Sbesan Mountain in Taiwan and glacial classification in monsoon areas*
- X. Yang, Z. Zhu, D. Jaekel, L. A. Owen and J. Han** - *Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China: the relationship between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions*
- Jan A. Piotrowski, David M. Mickelson, Slawek Tulaczyk, Dariusz Krzyszkowski and Frank W. Junge** - *Reply to the comments by G.S. Boulton, K.E. Dobbie, S. Zatepin on: Deforming soft beds under ice sheets: how extensive were they?*
-  *Journal of Quaternary Science* - Vol. 17, Issue 1, 2002
- J. C. McElwain, F. E. Mayle, D. J. Beerling** - *Stomatal evidence for a decline in atmospheric CO₂ concentration during the Younger Dryas stadial: a comparison with Antarctic ice core records*
-  *Journal of Quaternary Science* - Vol. 17, Issue 3, 2002
- J. Walden, C.K. Ballantyne** - *Use of environmental magnetic measurements to validate the vertical extent of ice masses at the L. G. M.*

- J. Woodward, T. Murray, A. McCaig** - *Formation and reorientation of structure in the surge-type glacier Kongsvegen, Svalbard*
- Ole Bennike, Svante Björck** - *Chronology of the last recession of the Greenland Ice Sheet*
- David J. A. Evans, Brice R. Rea, James D. Hansom, W. Brian Whalley** - *Geomorphology and style of plateau icefield deglaciation in fjord terrains: the example of Troms-Finnmark, north Norway*
- S. Raunholm, E. Larsen, H. P. Sejrup** - *Weichselian sediments at Foss-Eikeland, Jæren (southwest Norway): sea-level changes and glaciation history*
- Andrew E. Richards** - *A multi-technique study of the glacial stratigraphy of Co. Clare and Co. Kerry, southwest Ireland*
- P. J. Taylor, W. A. Mitchell** - *Comment: Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Labul Himalaya, northern India: defining the timing of Late Quaternary glaciation. L. A. Owen, L. Gualtieri, R. C. Finkel, M. W. Caffee, D. I. Benn and M. C. Sharma (2001). (Journal of Quaternary Science 16: 555-563)*
- L. A. Owen, L. Gualtieri, R. C. Finkel, M. W. Caffee, D. I. Benn, M. C. Sharma** - *Reply: Cosmogenic radionuclide dating of glacial landforms in the Labul Himalaya, northern India: defining the timing of Late Quaternary glaciation*
-  *Journal of Quaternary Science – Vol. 17, Issue 4, 2002*
- S. J. McCuaig, M. C. Roberts** - *Topographically-independent ice flow in northwestern British Columbia: implications for Cordilleran Ice Sheet reconstruction*
-  *Journal of Quaternary Science - Vol. 17, Issue 7, 2002*
- Brenda L. Hall, George H. Denton, Bret Overturf, Chris H. Hendy** - *Glacial Lake Victoria, a high-level Antarctic Lake inferred from lacustrine deposits in Victoria Valley*
-  *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria - Vol. 25(2), 2002*
- P. Deline, M. Chiarle & G. Mortara** - *The frontal ice avalanche of Fréburgé Glacier (Mount Blanc Massif, Valley d'Aosta, NW Italy) on 18 September 2002.*
- E. Armando, C. Baroni and G. Zanon** - *Report of the glaciological survey of 2001*
-  *NIMBUS - N. 23-24 Gennaio-Dicembre 1999 - pubblicato nel Settembre 2002*
Numero speciale: ghiacciai e cavità glaciali (Atti del V convegno internazionale sulle cavità glaciali)
- L. Mercalli, D. Cat Berro, G. Mortara, A. Tamburini** - *Un lago sul ghiacciaio del Rocciamelone, Alpi occidentali: caratteristiche e rischio potenziale*
- G. Mortara, L. Mercalli** - *Il lago epiglaciale «Effimero» sul ghiacciaio del Belvedere, Macugnaga, Monte Rosa*
- L. Mercalli, G. Mortara, A. Tamburini** - *Il ghiacciaio sospeso della Croce Rossa, valli di Lanzo: misure ed evoluzione*
- L. Mercalli, D. Cat Berro, G. Mortara, F. Valla** - *Glaciorisk: un progetto europeo per conoscere il rischio glaciale*
- L. Mercalli, D. Cat Berro, C. Castellano, F. Fornengo, G. Mortara** - *Bilancio di massa sul ghiacciaio Ciardoney (Gran Paradiso): dieci anni di misure*
- G. Diolaiuti, C. D'Agata, C. Smiraglia** - *Il Ghiacciaio della Sforzellina (Alpi Retiche, alta Valtellina). 15 anni di bilancio di massa, 70 anni di variazioni frontali*
- G. Diolaiuti, C. D'Agata, C. Smiraglia, F. Apadula, G. Stella** - *I ghiacciai italiani. Banca dati e variazioni recenti di una preziosa risorsa idrica*
- L. Carturan** - *Il ghiacciaio del Careser: la più lunga serie italiana di bilancio di massa*
- D. Cat-Berro, L. Mercalli, E. Armando** - *I ghiacciai delle Alpi occidentali nel 1997-98-99: si accentua il regresso*
- G. Badino** - *The glacial karst*
- L. Piccini, A. Romeo, G. Badino** - *Moulins and marginal contact caves in the Gornerglet-scher, Switzerland*
- J. Schroeder** - *Le drainage latéral d'un glacier subpolaire*
- M. Pulina, J. Pereyma, J. Piasecki** - *Cryo-karst forms and caves in the glaciers of the southern Spitsbergen, 1998-99*
- M. C. Domínguez, A. Eraso** - *Distribution law of directional anisotropy in Kvíarjökull ice tongue*
- M. C. Domínguez, A. Eraso, S. Jonnsson** - *Kvíarjökull glacier (Iceland): result of glaciological expeditions 1996-97-99*
- M. C. Domínguez, A. Eraso, S. Jonnsson** - *Directional quantifying of anisotropy in Vatnajökull glacier (Iceland 96 and 97)*
- M. C. Domínguez, A. Eraso, M. Moskalevsky** - *First results about internal runoff estimation in subpolar glaciers*
- L. Moreau** - *De l'eau au moulin avec les expéditions «Inlandsis Groenland»*
- A. Romeo** - *Knud Rasmussen Expedition (Greenland 1999). Preliminary report.*
- G. Badino, L. Piccini** - *Englacial water fluctuation in moulins: an example from Tyndall Glacier (Patagonia, Chile)*
- M. Meneghel, G. Badino** - *Ice Caves of Terra Nova Bay (Victoria Land, Antarctica)*
- M. Vianelli** - *Alla ricerca degli uomini cavi*
- G. Badino** - *La scoperta dei mulini glaciali*
-  *NIMBUS - N. 25-26 Gennaio-Dicembre 2000 - pubblicato nel Dicembre 2002*
- G. Diolaiuti, C. Smiraglia, V. Maggi, M. Pecci, S. Polesello, S. Valsecchi** - *Il glacialismo attuale dell'area mediterranea. L'esempio dell'Atlante Marocchino*
- André Eid** - *Clima e neve in Libano*
-  *Terra Glaciális - N. 5, Giugno 2002*
- M. Neri** - *The influence of the Pleistocene glaciers in the morpho-structural evolution of the Etna Volcano (Sicily, Italy)*
- P. Tognini** - *Theoretical considerations on the structure and the functioning of the endo- and subglacial aquifers: the contribution of glacial speleology*
- A. Mazza** - *The glaciers of Alpe Veglia: historical fluctuations and present dynamics (Western Alps, Piedmont, Italy)*

P. Piccini - *Indren: glacialism of the twentieth century.*
M. Voiculescu - *The sub-snow and surface morphology of the snow deposits of the Făgăraș Massif (Romanian Carpathians): preliminary analysis*
A. Galluccio, A. Almasio, L. Bonetti, L. Bonardi, G. Cola, A. Praolini - *The 2000-2001 hydrological year on the Alps in lombardy: snow-weather note (by Servizio Glaciologico Lombardo and Centro Nivometeorologico Regionale di Bormio)*
Servizio Glaciologico Lombardo - *2001 Glaciological Campaign, sector Italian Central Alps*
Servizio Glaciologico Alto Adige (C.A.I.) - *2001 Glaciological Campaign, sector Alto Adige - Südtirol (by Secchieri F.)*
📖 *Neve e Valanghe* - N. 45, Aprile 2002
A. Cagnati, A. Taurisano - *Il monitoraggio dei ghiacciai dolomitici*
📖 *Annuario della Sezione Valtellinese del Club Alpino Italiano* - Anno 2001, Aprile 2002
A. Galluccio, F. Frignani - *Le variazioni delle superfici glacializzate comunali della Media Valtellina negli Anni Novanta*

📖 POLAR RECORD (1980-2000) (a cura di Alessandro Bernardi e Angelo Molinari)

January 1980, Vol 20, N° 124 Drewry D. J., Meldrum D. T. and Jankowski E. - <i>Radio echo and magnetic sounding of the Antarctic ice sheet, 1978-79.</i>	April 1993, Vol 29, N° 169 Hambrey M. and Alean J. - <i>Glaciers</i> Dawson A. G. - <i>Ice Age Earth: Late Quaternary geology and climate.</i>
September 1980, Vol 20, N° 126 Drewry D. J. and Jordan S. R. - <i>Compilation of an Antarctic glaciological and geophysical folio.</i> <i>SCAR Bulletin, N. 66: SCAR Working Group on Glaciology.</i>	January 1994, Vol 30, N° 172 Haerberli W., Hoelzle M. - <i>Fluctuations of glaciers 1985-90.</i> Murthy T. K. S., Sackiger W. M., Wadhams P. - <i>Advances in ice technology.</i>
May 1981, Vol. 20, N° 128 Kristensen M., Orheim O. and Wadhams P. - <i>Field experiments on Antarctic tabular icebergs.</i>	July 1994, Vol 30, N° 174 Adrian J. F. and Cooper P. R. - <i>Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database</i>
September 1981, Vol 20, N° 129 Barret P. J. and Mc Kelvey B. C. - <i>Cenozoic glacial and tectonic history of the Transantarctic Mountains in the McMurdo Sound region: recent progress from drilling and related studies.</i>	January 1995, Vol 31, N° 176 Hambrey M. J. - <i>Glacial environments.</i>
September 1982, Vol 21, N° 132 Allison I., Frew R., Knight I. - <i>Bedrock and ice surface topography of the coastal regions of Antarctica 48°E - 64°E.</i> <i>SCAR Bulletin, N. 72: SCAR Working Group on Glaciology.</i>	April 1995, Vol 31, N° 176 Massom R. - <i>Satellite remote sensing of polar snow and ice: present status and future directions.</i> Hall D. K., Foster J. L., Chien J. L. and Riggs G. A. - <i>Determination of actual snow-covered area using Landsat TM and digital elevationmodel data in Glacier National Park, Montana.</i>
May 1983, Vol 21, N° 134 <i>SCAR Bulletin, N. 74: SCAR Working Group on Glaciology</i>	July 1995, Vol 31, N° 178 Paterson W.S.B. - <i>The physics of glaciers, third edition.</i>
September 1983, Vol 21, N° 135 Johnson G. L. - <i>The FRAM expeditions: Arctic Ocean studies from floating ice, 1978-82.</i>	January 1997, Vol 33, N° 184 Gore D. B. - <i>Last glaciation of Vestfold Hills: extension of the East Antarctic ice sheet or lateral expansion of Sorsdal Glacier?</i>
May 1984, Vol 22, N° 137 <i>SCAR Bulletin, N. 77: SCAR Working Group on Glaciology</i>	April 1997, Vol 33, N° 185 Matthew R. B., Glasser N. F. - <i>Glacial geology: ice sheet and landforms.</i>
September 1984, Vol 22, N° 138 Squire V.A. - <i>How waves break up inshore fast ice.</i>	July 1997, Vol 33, N° 186 <i>SCAR Bulletin, N. 126: SCAR Working Group on Glaciology</i>
January 1985, Vol 22, N° 139 Drewry D. J. and Liestøl - <i>Glaciological investigations of surging ice caps in Nordanstlandet, Svalbard.</i>	January 1998, Vol 34, N° 188 Colony R., Radionov V., Tanis F. J. - <i>Measurements of precipitation and snow pack at Russian North Pole drifting stations.</i> Vaughan D. G. - <i>A new classification scheme for ice shelves based on mechanisms of mass gain and loss.</i>
May 1985, Vol 22, N° 140 Timokhov L. A. (ed.), (Squire V. A.) - <i>Dynamics of ice cover.</i> Sugden D. - <i>Permafrost; Fourth International Conference proceedings. University of Alaska, National Academy of Sciences.</i>	September 1986, Vol 23, N° 144 Allison I., Keage P. L. - <i>Recent changes in the glaciers of Heard Island.</i> Harris S. A. (Sugden D.) - <i>The permafrost environment.</i>
September 1986, Vol 23, N° 144 Allison I., Keage P. L. - <i>Recent changes in the glaciers of Heard Island.</i> Harris S. A. (Sugden D.) - <i>The permafrost environment.</i>	April 1999, Vol 35, N° 193 Jeffries M.O. - <i>Antarctic sea ice: physical processes, interaction and variability.</i> Sharp M., Richards K. S., Trantor M. - <i>Glacier hydrology and hydrochemistry.</i>
January 1987, Vol 23, N° 145 Mc Intyre N. F., Cudlip W. - <i>Observation of a giant Antarctic tabular iceberg by satellite radar altimetry.</i> Barkov N. I. (Drewry D. J) - <i>Ice shelves of Antarctica.</i> Drewry D. J., (Clapperton C.) - <i>Glacial geologic processes.</i>	July 1998, Vol 34, N° 190 Hart J. K. and Martinez K. - <i>Glacial analysis: an interactive introduction.</i>
September 1987, Vol 23, N° 147 Untersteiner N. (ed.) (Squires V.) - <i>The geophysics of sea ice.</i>	October 1999, Vol 35, N° 195 Barr W. - <i>Pioneer measurements of sea-ice thickness in the Canadian Arctic 1850-1852.</i>
July 1991, Vol 27, N° 162 Lock . G. S. H. - <i>The growth and decay of ice.</i>	October 2000, Vol 36, N° 199 Van der Veen C. J. - <i>Fundamentals of glacier dynamics.</i>
October 1991, Vol 27, N° 163 Colhoun E. A. - <i>Geological evidence for changes in thr East Antarctica ice sheet(60°-120°E) during the last glaciation</i>	