

TERRA GLACIÁLIS

Periodico scientifico annuale

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

Direttore responsabile: Luca Arzuffi

Comitato scientifico / Scientific committee:

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

Segreteria / Secretary:

Stefania Zocchetti

Impaginazione e grafica / Paging and graphics:

Antonio Galluccio

Amministrazione / Administration :

Alessandro Galluccio

Contatti con gli sponsor / Liaison with sponsors :

Giovanna Mainardi, Francesco Galluccio

Traduzioni / Translations:

Francesca Ferroni (inglese)

Sandra Mauri, Guido Catasta (francese)

Flavio Cambieri, Maria Emilia Peroschi (revisioni)

Cartografia / Cartography:

Antonio Galluccio, Silvia Zocchetti, Andrea Almasio

Collaborazioni / Collaboration:

Gli operatori glaciologici del Servizio Glaciologico Lombardo e del Servizio Glaciologico Alto Adige (Club Alpino Italiano).

Copyright © 2002 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 fonte, 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 2002

In copertina: *il Ghiacciaio del Palon de la Mare (Ortles-Cevedale – Italia) ammantata il versante SW dell'omonima montagna (3703 m, a destra in alto). Come accaduto per la gran parte dei ghiacciai lombardi, anche questa unità mostra una copertura nevosa stagionale, a fine agosto, assai estesa e di considerevole spessore: dopo circa venti anni di ininterrotta riduzione, l'anno idrologico 2000-2001 costituisce infatti un significativo episodio di incremento di massa della copertura glaciale del versante meridionale delle Alpi Centrali (26 agosto 2001, G. Cola).*

Cover: the Palon de la Mare Glacier (Ortles-Cevedale, Italy), located on the SW side of the homonymous mountain (3703 m, upper right). As occurred to the greatest part of Lombardy glaciers, also this unit shows a seasonal snow cover, large and thick, by the end of August. After about twenty years of continuous shrinkage, the hydrological year 2000-2001 is an important glacial mass increase event in the Central Alps southern side (August 26th, 2001, G. Cola).



TERRA GLACIÁLIS

annali di cultura glaciologica

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

Anno V

2002

**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





opera realizzata con il contributo di:

CLUSTER s.r.l.



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 glacialis* 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
 - fotografie: diapositive o compact disk
 - grafici e figure: su supporto magnetico
 - abstract: in lingua madre e in inglese
- Contatto preliminare:
 - posta elettronica: sgl.terraglacialis@cluster.it
 - telefono: ++39 02 4236691

Note to the authors

- The contribution to *Terra glacialis* 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 format: floppy disk or e-mail
 - pictures: slides or compact disk
 - graphs and drawings: floppy disk
 - abstract: mother tongue and english
- Preliminary contact:
 - e-mail: sgl.terraglacialis@cluster.it
 - phone number: ++39 02 4236691

📖 EDITORIALE

Il 2001 verrà ricordato per ben altro.

Ovunque si diriga lo sguardo, quale che sia il personale punto di osservazione, è difficile non riconoscere nei tanti (ennesimi) tragici fatti di questo 2001, in ciò che di collettivamente immemore si è prodotto, ma forse ancor più in quanto di quotidianamente trascurato, nascosto e negato, il segno delle laceranti contraddizioni che attraversano, ad un tempo, la storia e la geografia di questa nostra epoca. Nel loro insieme, tali eventi costituiscono, se ancora ve ne fosse bisogno, l'evidenza manifesta, più facilmente intelligibile, della profonda crisi di questa nostra umana vicenda, di quella storia che, si è detto, nel 2001 è cambiata.

La geografia che le sta a fianco, quella del benessere e del malessere, con i suoi PIL tutti da una parte, con i suoi tassi di sottoalimentazione, di mortalità e morbilità infantile, di analfabetismo, di povertà, di guerre e di migrazioni, quasi tutti dall'altra, invece, è rimasta all'incirca la stessa.

Come anche la geografia della distruzione dell'ambiente. Un poco più "equa", quasi sempre al solo scopo di un profitto ipocritamente necessario, essa si distribuisce, pur con forme e intensità diverse, ovunque. O quasi. Olimpiadi e Mondiali, qua e là alle porte, anche nelle nostre Alpi, ne daranno ulteriore, scontata conferma. In troppi, da ogni parte, insistono a chiamarlo sviluppo ...

Qualcosa, a tali propositi, si era detto anche su queste pagine, lo scorso anno. Assai più altrove, ma, nel contempo e tristemente, più che altrove: che nei tanti luoghi deputati, pagati e strapagati per farlo. Inutile, in ogni senso, ripetersi ...

Per una volta, almeno, non si ripete invece la storia (naturale?) dei nostri ghiacciai. Se non fosse che è "il 2001", l'anno appena trascorso verrebbe ricordato anche per questo. Per l'eccezionalità di un anno idrologico dei cui esiti si dà conto dettagliatamente in queste pagine. Occorre però subito rilevare come tali risultati si siano prodotti a partire da eventi meteo-climatici per certi versi ancora sconcertanti: la stagione di accumulo 2000-2001, a cui si ascrive la magnifica copertura nevosa presente ancora a fine stagione, è stata sì caratterizzata da una lunghissima serie di nevicate alla media e alta quota alpina, ma, nel contempo, da un regime termico costantemente elevato. Se ne sono ancora una volta accorti gli operatori turistici di tante località alpine, senza che ciò abbia peraltro indotto le necessarie riflessioni. Nell'attesa del successivo, ennesimo, magrissimo inverno. Se non fosse che è "il 2001", in virtù di una buona annata per il bilancio di massa glaciale avremmo certo già sentito, e forse ciò è pure accaduto, pontificare sull'inconsistenza dell'effetto serra e del riscaldamento climatico. In tal senso, i ghiacciai si confermano indicatori di sintesi incapaci di rendere con precisione conto di un clima che si produce secondo una gamma troppo ampia di soluzioni. Il clima è una cosa, i ghiacciai, a volte almeno, un'altra.

Inverni più tiepidi, ma umidi, risultano molto positivi per le masse glaciali: lo diceva anche il Sig. Di Brazzà Savorgnan, esattamente 120 anni fa. A Lui, e non solo per questa ragione (vedi l'itinerario ai ghiacciai del Canin), merita dedicare questo quinto numero di Terra Glacialis.

Non meno indisciplinatamente, dopo un solo anno positivo, i ghiacciai sono in qualche caso anche capaci di avanzare, e non solo, cosa ovvia, di incrementare la propria massa: l'indiscutibile teoria del "tempo di risposta" non spiega di necessità il segno delle variazioni lineari di una fronte glaciale: ciò accade, come è accaduto, quando la *snow-line* finisce con il coincidere con la quota minima, quando cioè un apparato presenta a fine stagione un innevamento residuo totale. Con tutta evidenza, anche in questo ambito disciplinare resta qualcosa da capire, da studiare o, anche solo, da divulgare.

Esattamente, in piccolo, il nostro scopo, a cui quest'anno ancora tentiamo di assolvere attraverso un numero di Terra Glacialis più ricco: di qualche pagina, di qualche storia e, qua e là, anche di qualche geografia.

Luca Bonardi
Milano, 2 maggio 2002

EDITORIAL

The 2001 will be remembered for much worse.

Wherever you take a look, irrespective of the personal point of observation, it is difficult not to recognise the sign of the piercing contradictions frustrating the history as well as the geography of our era in the numerous (hundredth) tragic events of the year 2001, in the unforgettable things collectively produced, or maybe even more in what had been neglected, hidden or refused every day. On the whole, these events represented, were it at all necessary, the evident, more easily comprehensible proof of the deep crisis of our human affair, of a history that, as we all said already, had changed in the year 2001.

But the geography standing beside it, the one of the welfare and the malaise, has remained more or less the same; the GDP's all on one side while malnutrition rate, death rate, sick children rate, illiteracy, poverty, wars and migrations nearly all on the other side.

The same goes for the geography of environmental destruction. It has spreads everywhere or nearly everywhere, though in a slightly "fairer" way, though with different forms and intensity, nearly always with the aim of making a profit hypocritically necessary. Olympic games and World Championships here and there, also very near to our Alps, give a further, foregone confirmation.

Too many people, anywhere, insist on calling it development...

Something on this regard was already said in this book last year. Much further away, but sadly still more than elsewhere, more than in the numerous places where people are paid and overpaid to do it. At any rate, it is useless to be repetitive...

For once, at least, the natural (?) history of our glaciers was not reiterated. Had it not been the "2001", the year just gone by would have been remembered also for this, for the exceptional hydrological year whose results are reported in detail in the following pages. It is, however, necessary to underline that such results came from weather-climatic events, which are somehow still disconcerting. The 2000-2001 accumulation season, which produced a wonderful snow cover keeping until the end of the season, was characterised by a very long series of snowfalls at the medium and high altitude as well as by a constant, high thermal regime. Once again the tourism operators of many Alpine resorts realized it, without this leading to the necessary thoughts, until the next, hundredth, very poor winter.

Had it not been the "2001" a good year for the ice mass balance, we would have already heard people pontificating on the inconsistency of the greenhouse effect and of the global warming, and maybe it has happened already. In this sense, the glaciers proved to be indicator units unable to give a detailed account of a climate revolving around too wide a range of solutions. The climate is one thing, the glaciers, sometime at least, are a different thing.

More lukewarm, though humid, winters turn out to be very positive for the ice masses; Mr. Di Brazza' Savorgnan had already stated it exactly 120 years ago. This issue of *Terra Glaciális* (the fifth) is deservedly dedicated to Him, and not only for this reason (see the itinerary to the Canin glaciers).

After just one positive year, the glaciers were been able to advance, though in an undisciplined way, and to the point of even enlarging their mass, which is not obvious. The indisputable theory of the "reaction time" does not necessarily explain the linear variations of a glacial front; this happens, like it has happened, when the snow-line ends up by coinciding with the minimum altitude, i.e. when a unit registers a complete, residual snow cover at the end of the season.

Obviously, there is still something to be understood, studied or even only made known in this discipline.

This is exactly our small-scale objective; we try to achieve it again this year through a richer issue of *Terra Glaciális*; more pages, more stories and, here and there, more geography.

Luca Bonardi,
May 02, 2002

Marco Neri (*)

INCIDENZA DEI GHIACCIAI PLEISTOCENICI NELL'EVOLUZIONE MORFO-STRUTTURALE DEL VULCANO ETNA (SICILIA, ITALIA)

1 – INTRODUZIONE

I vulcani attivi, soprattutto quelli caratterizzati da prevalente attività centrale effusiva, si accrescono continuamente in altezza e dimensioni ad ogni eruzione, ma nonostante ciò non sono le montagne più alte della Terra. E' noto che questo fatto è dovuto essenzialmente ad almeno quattro distinti fattori: a) all'erosione, che aggredisce i vulcani come qualunque altra superficie della crosta terrestre; b) al livellamento della topografia terrestre per la flessione della litosfera sotto il peso delle masse rocciose; c) all'attività esplosiva violenta, che può determinare la distruzione della sommità dei vulcani e la formazione di *caldere di sprofondamento*²; d) al franamento dei fianchi dei vulcani. Quest'ultimo tipo di instabilità interessa una larga parte dei vulcani del mondo, soprattutto quelli che giacciono sopra *sistemi tettonici*³ molto attivi che ne destabilizzano i fianchi. Esempi eclatanti sono il Mount St. Helens in America settentrionale, il Socompa in Cile, il Banday-san e l'Ontake in Giappone, tutti vulcani i cui fianchi sono crollati con o senza il contributo destabilizzante di masse magmatiche risalite entro gli apparati.

Un ulteriore fattore destabilizzante per la crescita in altezza dei vulcani può essere individuato nella presenza di ghiacciai sulla loro sommità. Di solito non si tratta di ghiacciai molto estesi o spessi soprattutto a causa dell'elevata acclività che caratterizza la porzione apicale dei vulcani, ma essi rappresentano comunque una riserva d'acqua di imponenti dimensioni che in occasione di prolungata o violenta attività eruttiva può sciogliersi, dando origine a enormi masse di acqua e fango che, scorrendo sui fianchi dei vulcani, producono profonde erosioni e catastrofiche alluvioni, molto pericolose per ogni forma di vita.

Il Vulcano Etna, con i suoi 3340 m di altezza sul mare, è oggi il maggiore rilievo del Mediterraneo. La sua altezza non supera l'attuale limite delle nevi persistenti, che alla sua latitudine è posto circa 200 metri più in alto (MESSERLI, 1980), per cui oggi questo vulcano non sostiene alcun ghiacciaio. Unica eccezione è rappresentata da una piccola massa di ghiaccio annidata in una *grotta di scorrimento delle lave*⁴ del 1614-24, la Grotta del Gelo, ubicata sul fianco settentrionale del vulcano a 2100 m di quota.

Durante l'Ultimo Massimo Glaciale (UMG), tuttavia, il massiccio etneo era più elevato, arrivando forse a sfiorare i 3800 m di altezza (KIEFFER, 1985), mentre il limite delle nevi perenni

(*) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Catania, via Monti Rossi n°12, Nicolosi (CT) Italia; e-mail: neri@ct.ingv.it

² *caldera di sprofondamento*: è una grande depressione, di forma in genere circolare, che si forma sulla sommità di un vulcano quando il magma presente nel sottosuolo viene rapidamente a mancare, in genere nel corso di una violenta eruzione. La rimozione del magma conduce alla perdita del supporto strutturale della roccia sovrastante, portando al collasso del suolo e alla formazione della depressione. Le caldere sono quindi diverse dai crateri, che sono in generale depressioni più piccole, spesso circolari, ma create direttamente da fenomeni esplosivi nel corso di una eruzione.

³ *sistemi tettonici*: sono composti da gruppi di faglie che tagliano la crosta terrestre. Le faglie sono fratture della crosta i cui due lati si muovono l'uno rispetto all'altro, verticalmente, orizzontalmente o in una combinazione di questi movimenti. Le faglie possono avere dimensioni che vanno da pochi metri a centinaia di chilometri e conseguenze superficiali più o meno visibili.

⁴ *grotta di scorrimento delle lave*: un tubo di lava è un condotto naturale nel quale la lava scorre sotto la superficie di un flusso. I tubi si formano attraverso la solidificazione della crosta sopra un flusso di lava attivo, e la lava può continuare a scorrervi sotto per lungo tempo, ritornando visibile solo per brevi tratti, detti *skylight*. Quando la sorgente della lava si esaurisce, o la lava viene deviata su un altro percorso a monte, quella ancora molto fluida all'interno del tubo scorre via lasciando il condotto parzialmente vuoto nel sottosuolo dietro di sé. La visita dell'interno di questi tubi offre la possibilità di osservare le diverse *linee di livello* che la lava lascia sulle pareti laterali, e stalattiti di lava che pendono dal soffitto. La lava a volte può erodere il pavimento del tubo, approfondendolo e lasciando quindi, a parità di portata, spazio vuoto sopra la lava che continua a scorrere.

era posto ben più in basso, a circa 2500 m sul mare. Esiste la ragionevole certezza, quindi, che in quel tempo l'Etna abbia ospitato una copertura glaciale sulla sua sommità, per lo più annidata tra la bocca centrale del vulcano allora in attività, l'Ellittico, e l'apice degli apparati già estinti (NERI et al., 1994; 1995). Partendo da questi dati di fatto è possibile rivisitare alcune morfologie e strutture fondamentali di questo vulcano, verificando il ruolo che le coperture glaciali pleistoceniche potrebbero avere giocato durante la loro formazione.

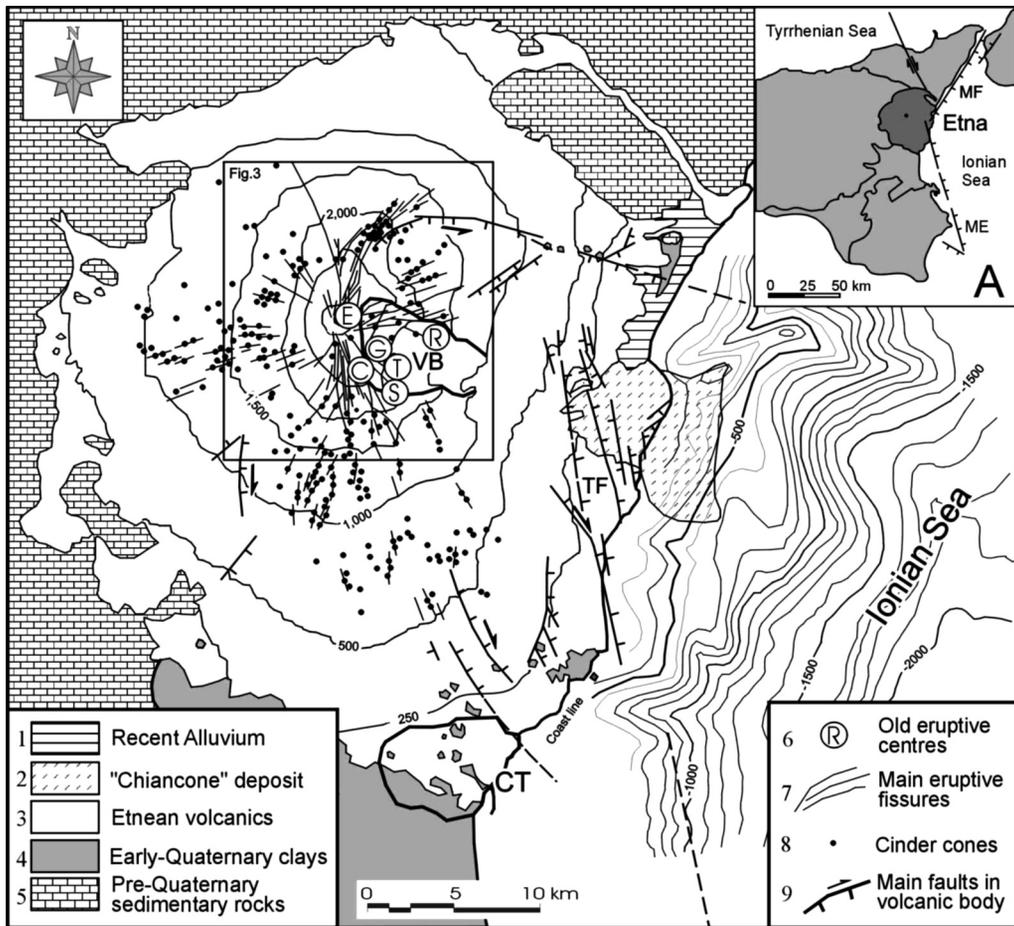


Fig. 1: inquadramento geologico-strutturale del Monte Etna. 1) alluvioni recenti; 2) deposito del "Chiancone"; 3) vulcaniti etnee; 4) argille marnose del Pleistocene inferiore; 5) depositi sedimentari pre-quadernari; 6) posizione delle bocche centrali dei centri eruttivi antichi, E = Ellittico, C = Cuviggbiuni, G = Serra Giannicola Grande, S = Salifizio, T = Trifoglietto, R = Rocca Capra; 7) principali fessure eruttive; 8) coni avventizi; 9) faglie principali in vulcaniti, i dentini indicano il labbro ribassato, le frecce indicano i movimenti di trascorrenza. TF = sistema di faglie delle Timpe; CT = Catania. La posizione dei centri eruttivi è ripresa da Rust e Neri (1996). La batimetria e l'estensione a mare del Chiancone è riportata da Bousquet et al., (1998). Quadro "A": ME = Scarpata di Malta; MF = Sistema di faglie di Messina.

Fig. 1: geologic-structural situation of the Monte Etna. 1) recent floods; 2) the "Chiancone" deposit; 3) Etnean Vulcanites; 4) marly clays of the lower Pleistocene; 5) pre-quaternary sedimentary deposits; 6) position of the central vents of the ancient eruptive units, E = Ellittico, C = Cuviggbiuni, G = Serra Giannicola Grande, S = Salifizio, T = Trifoglietto, R = Rocca Capra; 7) main eruptive fissures; 8) temporary cones; 9) main faults into the vulcanite, the indentation show the thrust fault, the arrows indicate the strike slip movements. TF = system of the Timpe faults; CT = Catania. The position of the hot spots is taken by Rust and Neri (1996). The bathymetry and the extension of the Chiancone are reported by Bousquet et al., (1998). Sector "A": ME = Sicily-Malta Escarpment; MF = Messina canyon.

Tra le forme erosive che caratterizzano l'Etna, la Valle del Bove è quella che spicca nettamente per dimensioni ed imponenza: si tratta di una vasta depressione posta sul versante orientale, profonda oltre 1000 m, larga 5 km e lunga 7 (fig. 1, VB). Come conseguenza della sua formazione si è verificato il deposito, a valle, dell'accumulo detritico denominato "Chiancone", affiorante lungo la costa tra Pozzillo e Riposto (fig. 2). Le cause di questo collasso sono ancora oggi oggetto di dibattito, anche se la moderna bibliografia (GUEST et al., 1984; NERI et alii, 1991; BORGIA et al., 1992; LO GIUDICE e RASÀ, 1992) le individua nel concorso di diversi fattori quali: a) l'intensa attività tettonica; b) il continuo riassetto gravitativo del corpo vulcanico "rigido" sopra un basamento sedimentario "plastico" e inclinato verso SE; c) l'attività vulcanica a volte caratterizzata da fasi intensamente esplosive.

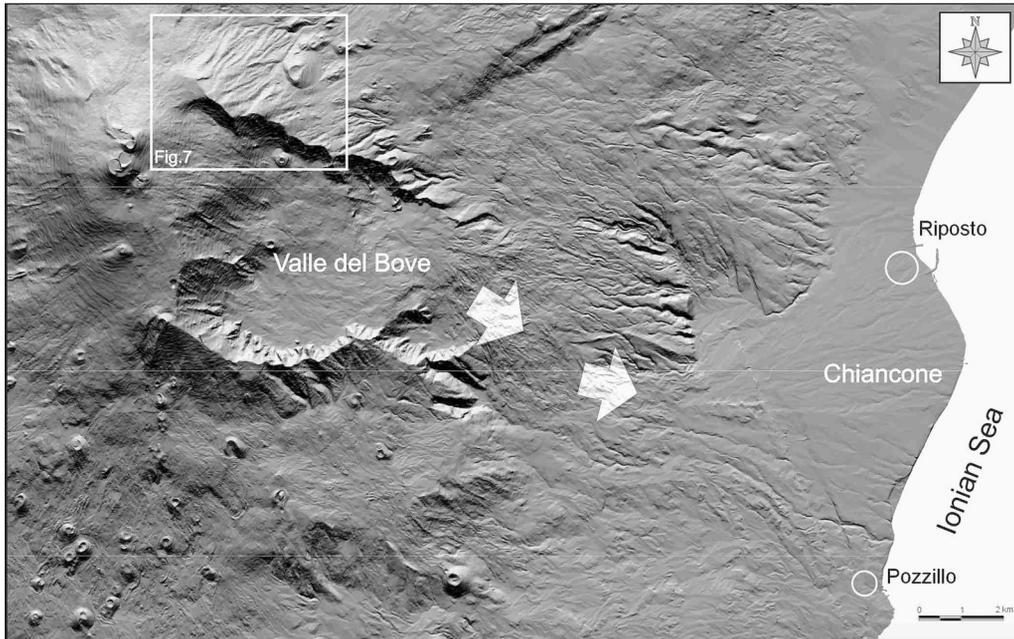


Fig. 2: ricostruzione tridimensionale ombreggiata della topografia del fianco orientale etneo. Viene evidenziata la Valle del Bove quale area di provenienza del deposito del Chiancone, che raggiunge la costa ionica attraverso un percorso leggermente arcuato (vedi frecce) e riempie una depressione confinata ad occidente da strutture tettoniche appartenenti ai sistemi delle Timpe (NNW-SSE) e di Messina (NE-SO).

Fig. 2: shaded tridimensional reconstruction of the topography of the Etnean eastern flank. The Bove valley is the area where the Chiancone deposit originated from, it then reached the Ionian coast via a slightly arched route (see arrows) and filled a depression bordered to the West by tectonic structures belonging to the Timpe (NNW-SSE) and Messina (NE-SW) systems.

In questa sede si intende proporre un ulteriore fattore di innesco, rappresentato dall'erosione accelerata prodotta dallo scorrere di grandi volumi d'acqua e fango lungo le pendici del vulcano, concentrati in un breve arco di tempo. L'ipotesi parte dal presupposto che la copertura glaciale sostenuta dall'Etna durante l'UMG abbia potuto improvvisamente fondere, forse in concomitanza con fasi esplosive parossistiche, fornendo la quantità di acqua necessaria a causare importanti fenomeni di erosione accelerata del suolo ed innescando collassi gravitativi molto estesi e profondi.

2 - ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DELL'APPARATO VULCANICO

Il vulcanismo della Sicilia orientale è riconducibile al complesso contesto geodinamico che governa i margini di contatto tra la Zolla Eurasiatica e quella Africana (BARBERI et al., 1974). L'Etna, infatti, è collocato nella zona in cui l'"avampaese ibleo", estremo margine settentrionale della Zolla Africana, *subduce*⁵ sotto le falde di ricoprimento della Catena Appennino-Maghrebide (LENTINI, 1982). Verso Est l'apparato si appoggia al bordo della Scarpata di Malta, un fascio di strutture distensive di valenza crustale (LANZAFAME e BOUSQUET, 1997) che delimitano il bacino del Mare Ionio e che produce un rigetto complessivo di oltre 2000 m (fig. 1).

Nell'area etnea l'attività vulcanica ha cominciato a manifestarsi oltre mezzo milione di anni fa, attraverso *eruzioni fissurali*⁶ sottomarine e subaeree che coprivano vaste estensioni di territorio senza, però, costruire apparati di rilievo (ROMANO, 1982). Circa 200.000 anni fa l'attività vulcanica è passata da fissurale a centrale, cominciando ad edificare strato-vulcani imponenti, con assi eruttivi distribuiti, nel tempo, da SE a NO. I maggiori di questi apparati (fig. 1) sono conosciuti come i centri eruttivi di Rocca Capra (circa 1800 metri di altezza massima, 100.000-70.000 anni fa), del Trifoglietto (2400 m, 70.000-60.000 anni fa) e del gruppo Salifizio - Serra Giannicola Grande - Cuvigghiuni (2700 metri, 60.000-34.000 anni fa). Tra 34.000 e 15.000 anni fa è stato attivo l'apparato denominato Ellittico o Mongibello Antico, la cui sommità raggiungeva i 3.800 metri sul mare. L'Ellittico ha terminato la sua attività attraverso un periodo di eruzioni esplosive molto violente e la formazione di una caldera, all'interno della quale l'attività vulcanica è ripresa lungo lo stesso asse eruttivo formando l'apparato vulcanico attuale, il Mongibello Recente. Una più estesa trattazione della stratigrafia dell'Etna si trova in ROMANO (1982), CALVARI et al. (1994), COLTELLI et al. (1994), GILLOT et al. (1994), GARDUÑO et al. (1997), CORSARO et al. (2002).

Il fianco orientale dell'Etna presenta una morfologia irregolarmente degradante verso il Bacino Ionico sia per la presenza di imponenti gradini tettonici, sia per il discontinuo affiorare delle antiche vestigia dei centri eruttivi estinti, messe a nudo soprattutto lungo le pareti della Valle del Bove (fig.2). Questa valle si presenta come un'ampia depressione a forma di ferro di cavallo aperta verso il Mare Ionio, la cui formazione risale ad un periodo compreso tra 15.000 e 5000 anni fa (GUEST et al., 1984; COLTELLI et al., 1994; CALVARI e GROPELLI, 1996; CALVARI et al., 1998), anche se non possono essere del tutto escluse forme erosive precedenti di minori dimensioni localizzate lungo lo stesso fianco del vulcano (ROMANO, 1982).

Inoltre, il fianco orientale dell'Etna è attraversato da due importanti sistemi di faglie (fig. 1, riquadro "A"): la Scarpata di Malta (NNO-SSE) e il Sistema di Messina (NE-SO), che producono alti gradini tettonici e che contribuiscono significativamente con la loro attuale attività alla generale "instabilità" morfologica e strutturale di questa parte dell'apparato (LO GIUDICE et al., 1982; NERI et al., 1991; FERRARI et al., 1991; LO GIUDICE e RASÀ, 1992; BORGIA et al., 1992; RUST e NERI, 1996; MONACO et al., 1997; LANZAFAME et al., 1996; 1997; LANZAFAME e BOUSQUET, 1997; BORGIA et al., 2000).

3 - L'ETNA NEL PLEISTOCENE SUPERIORE: IL CENTRO ERUTTIVO "ELLITTICO"

Durante l'Ultimo Massimo Glaciale (25.000-14.000 anni fa) l'apparato vulcanico etneo culminava con l'Ellittico, il più imponente tra gli apparati eruttivi conosciuti in quest'area, che raggiungeva un'altezza massima di circa 3800 m s.l.m. (KIEFFER, 1985). I suoi prodotti si distribuivano su quasi

⁵ *zona di subduzione*: zona della litosfera in cui una placca si inflette e scorre al di sotto di un'altra.

⁶ *eruzioni fissurali*: un'eruzione fissurale si ha quando il magma fuoriesce non da una singola bocca ma lungo una frattura superficiale più o meno estesa. Al proseguire dell'eruzione, dopo alcune ore o giorni, in genere l'attività si concentra sempre più in una o più bocche "tradizionali", attorno alle quali si formano sovente dei coni, che formano quindi degli allineamenti.

tutti i versanti del vulcano, tranne che nel settore sud-orientale. Questo fatto viene spiegato da COLTELLI et al. (1994) con la presenza di centri vulcanici più antichi dell'Ellittico, ubicati nella zona attualmente occupata dal settore meridionale della Valle del Bove. In quella posizione, le vestigia ancora non erose dei vecchi centri eruttivi costituivano un baluardo morfologico difficilmente superabile dalle colate laviche provenienti dalla sommità dell'Ellittico, che venivano deviate ed incanalate in tutti i settori del vulcano tranne, appunto, in quello sud-orientale (fig. 3).

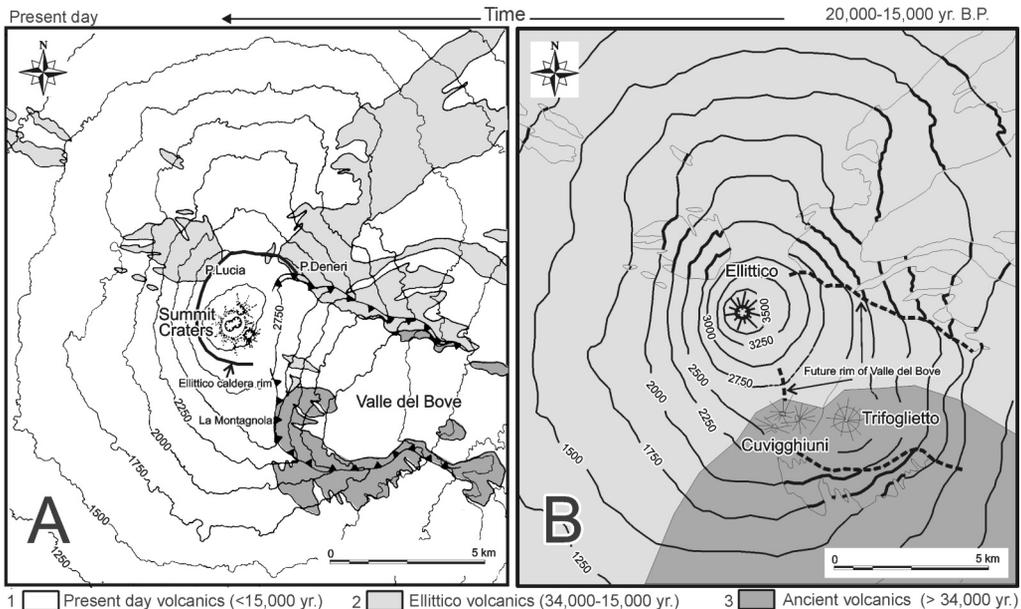


Fig. 3: mappa geologica semplificata dell'area sommitale etnea allo stato odierno (A) ed al tempo dell'Ellittico nelle sue massime dimensioni (B). 1) vulcaniti attuali (< 15); 2) vulcaniti dell'Ellittico (34-15); 3) vulcaniti antiche (>34). La figura "B" mostra la maggior altezza dell'apparato vulcanico dell'Ellittico rispetto a quello attuale; i suoi prodotti si addossavano ai relitti degli apparati più antichi senza riuscire a sovrastarli nel quadrante SE. La Valle del Bove si sarebbe successivamente formata in corrispondenza di un impluvium allora esistente nella zona di appoggio tra le vulcaniti dell'Ellittico ed i prodotti più antichi. In neretto sono disegnate le isoipse dei fianchi dell'Ellittico ancora oggi affioranti.

Fig. 3: simplified geologic map of the Etnean summit area: today (A) and (B) at the time of the greatest extent of Ellittico (B). 1) present volcanites (< 15kyr); 2) volcanites of the Ellittico (34-15kyr); 3) ancient volcanites (> 34kyr). Fig. B. shows that the volcanic unit of the Ellittico was higher than today's Etna; its products belched out on the remains of the most ancient units without succeeding in overriding them in the SE sector. The Bove valley probably formed afterwards, at the site of a former impluvium in the supporting zone between the volcanites of the Ellittico and the ancient products. The contour lines of today's remains of the Ellittico are shown in bold.

La successione stratigrafica che compone l'Ellittico è interamente esposta lungo la parete Nord della Valle del Bove (COLTELLI et al., 1994). In essa risulta evidente come nella metà inferiore affiorino prevalentemente colate laviche, mentre nella metà superiore prevalgono depositi clastici di spessori a volte notevoli (fig. 4). La porzione clastica della successione stratigrafica è composta essenzialmente da *prodotti epiclastici*⁷ e *lahar*⁸, alternati a meno abbondanti *prodotti*

⁷ *prodotti epiclastici*: prodotti clastici rimaneggiati

⁸ *lahar*: è un termine di origine Indonesiana che è diventato comune in tutto il mondo per indicare un insieme fluido di rocce, detriti, acqua, fango e quant'altro, che scende velocemente dalle pendici di un vulcano. I lahar sono spesso indicati anche con il termine *volcanic mudflows*, ovvero flussi di fango vulcanico, o *debris flows*, ovvero flussi di detriti. Si possono originare in diversi modi, inclusi il rapido scioglimento di neve e ghiaccio a causa di un flusso piroclastico, un'improvvisa eruzione sommitale, piogge intense su materiale vulcanico instabile (come nel caso tristemente noto di Sarno, in Campania) e il trabocco di un lago precedentemente racchiuso da depositi vulcanici. A seconda dell'origine si possono quindi avere sia lahar caldi che freddi, anche se per questi ultimi si preferisce in genere utilizzare il termine *mudflow*.

piroclastici di ricaduta e di flusso⁹ e brecce di esplosione. In questi depositi gli elementi lavici si presentano sia a spigoli vivi che subarrotondati e si trovano immersi in matrice a granulometria sabbiosa dal caratteristico colore giallastro (fig. 5). L'evidente differenza di litologia tra le porzioni basale e sommitale indica un sostanziale cambio nello stile eruttivo dell'Ellittico, che è passato da prevalentemente effusivo in basso a prevalentemente esplosivo in alto (COLTELLI et al., 1994). L'attività dell'Ellittico è terminata circa 15.000 anni fa con un ciclo di importanti eventi esplosivi e la formazione di un'ampia caldera sommitale, il cui orlo affiora discontinuamente ancora oggi a 2800-3000 m di quota. In quel momento la morfologia dell'area apicale del vulcano è cambiata considerevolmente, con la scomparsa di una superficie conica ripida e la formazione di una depressione craterica molto ampia (circa 3,7 km di diametro massimo). La successiva attività vulcanica sarebbe ripresa all'interno della caldera, fino al progressivo riempimento e alla costruzione dell'edificio attuale, oggi alto circa 3340 m.

4 - INDIZI SULL'ESISTENZA DI GHIACCIAI DELL'UMG

Già vari Autori (NERI et al., 1994, 1995; CONGIU, 1997) hanno evidenziato i numerosi elementi in favore della presenza di ghiacciai dell'UMG sull'Etna. In questa sede proveremo a riassumere tali elementi e a indicarne di nuovi, per trarne infine alcune conclusioni originali.

Durante l'UMG alla latitudine dell'Etna il limite delle nevi perenni era posto a circa 2500 m sul mare (PALMENTOLA et al., 1990), mentre nel Tardiglaciale tale limite si è progressivamente innalzato fino a raggiungere i 2700-3000 m di quota (fig. 6; PORTER, 1989). Pertanto, ampi settori del vulcano si sono trovati per diverse migliaia di anni ben al di sopra del limite delle nevi perenni. Tracce della presenza di ghiacciai possono essere individuate sia nella successione stratigrafica affiorante lungo la parete Nord della valle del Bove, sia sulle paleo-superfici dell'Ellittico ancora oggi affioranti.

Evidenze geologiche

Il cambio di stile eruttivo dell'Ellittico, che passa da prevalentemente effusivo in basso a prevalentemente esplosivo in alto, dovrebbe essere correlato alla progressiva *differenziazione di magmi*¹⁰ contenuti in una camera magmatica superficiale (HIRN et al., 1991), e in effetti i prodotti eruttivi terminali dell'Ellittico sono tra i più differenziati nel contesto etneo (ROMANO, 1982; FERLITO e CRISTOFOLINI, 1989; D'ORAZIO et al., 1997). Non deve sfuggire, tuttavia, il fatto che i prodotti clastici diventano prevalenti nel momento in cui il vulcano assume dimensioni ed altezza ragguardevoli (oltre 2500 m sul mare), per cui è probabile che almeno una parte delle epiclastiti

⁹ *prodotti piroclastici di ricaduta e di flusso*: materiali clastici che si formano durante le eruzioni di tipo esplosivo, in seguito all'espulsione di materiale frammentato proveniente da una bocca eruttiva. Generalmente le eruzioni esplosive sono prodotte da magmi molto viscosi e ricchi in gas. Le piroclastiti di ricaduta possono formarsi per il collasso di nubi eruttive che possono raggiungere parecchi chilometri di altezza nell'atmosfera e quindi ricadere al suolo in aree molto vaste. I materiali a grana fine (ceneri) vengono disperse dai venti nell'atmosfera, coprendo distanze a volte molto grandi (centinaia di chilometri), mentre i materiali più grossolani (lapilli, scorie e bombe) ricadono in prossimità della bocca eruttiva. Le piroclastiti di flusso si formano in seguito al deposito di una valanga ardente composta da ceneri, pomice, frammenti di rocce, gas vulcanico e quant'altro il materiale incontra sul suo cammino, che scende lungo il pendio di un vulcano a velocità spesso superiori ai 100 km/h. Le temperature all'interno di un flusso piroclastico possono superare i 500 °C, sufficienti ad esempio per bruciare il legno. Una volta depositati, i materiali possono deformarsi, compattandosi e fondendosi assieme a causa dell'intenso calore e del materiale sovrastante.

¹⁰ *differenziazione di magmi*: il magma è una roccia totalmente o parzialmente fusa sotto la superficie terrestre. Quando il magma erutta alla superficie, prende il nome di lava. Il magma consiste tipicamente di (1) una fase liquida, o fusa; (2) una frazione solida composta da minerali cristallizzati a partire dalla frazione fusa; (3) rocce solide inglobate dal magma dalle pareti del condotto o della camera circostante, che prendono il nome di inclusioni o anche xenoliti (dal greco *ksénos*, estraneo + *lithos*, pietra) e (4) gas dissolti. La quantità di minerali cristallizzati nel magma è proporzionale al suo raffreddamento: tanto più il magma che risale dal mantello staziona a vari livelli entro la crosta, tanto più ha la possibilità di cristallizzare, formando in superficie delle lave con molti grandi *fenocristalli* visibili ad occhio nudo; al contrario, un magma che risale in poco tempo fino alla superficie forma lave con pochi fenocristalli, quasi mai riconoscibili a occhio nudo (*lave afiriche*).

possa essersi depositata in un ambiente che ne favoriva la formazione. I magmi eruttati, cioè, potevano entrare in contatto con ghiacciai o glacionevati che risiedevano sulle alte pendici del vulcano e che, fondendosi almeno parzialmente durante gli eventi eruttivi, contribuivano in modo significativo alla frammentazione dei prodotti eruttati ed alla formazione di depositi clastici tipo lahar, sempre più presenti, sia in frequenza che in estensione, nella parte terminale della successione stratigrafica dell'Ellittico (fig. 4 e 5).

Depositi detritici di varia entità sono, inoltre, presenti alla base dei paleopendii dell'Ellittico ancora oggi affioranti. Uno di questi si trova alla base del versante esterno alla parete Nord della Valle del Bove, dove tuttavia non presenta una chiara morfologia di arco morenico. Questo fatto potrebbe indicare un'origine alluvionale o vulcanica del deposito, ma è anche possibile che le originarie forme non si siano mantenute nel tempo perché il deposito stesso ha subito un ulteriore rimaneggiamento. Depositi detritici sostanzialmente simili al precedente, anche se di minore estensione, si trovano alla base del pendio sottostante Punta Lucia (fig. 3) e intercalati nella parte alta della successione stratigrafica del Rift di Nord-Est (GARDUÑO et al., 1997). Anche in questi casi tali depositi non mostrano chiaramente morfologie riconducibili ad archi morenici, ma evidenziano comunque periodi in cui sulle alte pendici del vulcano si formavano con frequenza accumuli detritici importanti, contrariamente a quanto accade oggi.

Le paleosuperfici topografiche dell'Ellittico sono cosparse di blocchi lavici subarrotondati a volte di diametro metrico e di litologia eterogenea. In qualche caso, soprattutto lungo il versante sottostante Pizzi Deneri (fig. 7), è possibile interpretare tali blocchi come "erratici", ma estendere questa interpretazione a tutti i blocchi sarebbe piuttosto una forzatura, perché la formazione di questi depositi può anche avvenire in seguito a meccanismi deposizionali diversi, ad esempio a causa di eruzioni esplosive di tipo freato-magmatico.



Fig. 4: spesso pacco di prodotti epiclastici e lahar affioranti nella porzione centrale della parete Nord della Valle del Bove. Questi prodotti costituiscono circa il 50% degli affioramenti del settore occidentale della parete.

Fig. 4: thick layers of epiclastic products and lahar emerging on the central part of the Bove valley north wall. These products account for more than 50% of the outcrops of the wall's western sector.

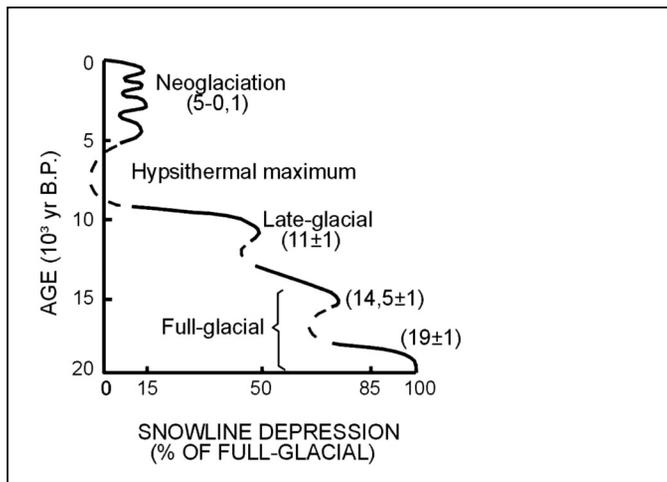
Fig. 5: particolare di prodotti epiclastici diffusamente affioranti nella porzione occidentale della parete N della Valle del Bove.



Le epiclastiti sono costituite da blocchi di lava e di scorie laviche immerse in abbondante matrice sabbiosa di colore giallastro.

Fig. 5: detail of the epiclastic products emerging on the western part of the North wall of the Bove valley. The epiclastic products consist of cinders lava blocks set into abundant, typically yellowish sandy matrix.

Fig. 6: innalzamento del livello delle nevi persistenti dal culmine dell'ultima glaciazione a oggi, riportato in valori percentuali



(da Porter, 1989).

Fig. 6: altimetric increase of the perennial snowline from the peak of the last glaciation till today, expressed as percentages (from Porter, 1989).

Evidenze morfologiche

Nel settore settentrionale del vulcano, sopra i 1500 m s.l.m., sono ancora oggi esposti ampi lembi delle antiche pendici dell'Ellittico, risparmiate dalla copertura lavica più recente. Su tali pendici NERI et al. (1994) hanno condotto accurati rilievi geomorfologici, successivamente integrati dallo scrivente con altrettanto dettagliati rilevamenti geologici per la realizzazione della nuova carta geologica in scala 1:50.000 del Foglio "Acireale", in stampa a cura del Servizio Geologico.

Il versante esterno alla parete Nord della Valle del Bove rappresenta la porzione più ampia di un fianco dell'Ellittico ancora oggi affiorante (fig. 7). Il reticolato idrografico che lo incide è troncato dall'orlo della Valle del Bove ed è attualmente largamente inattivo (fig. 8). Alla sua sommità si osservano delle intaccature imbutiformi probabilmente formatesi in corrispondenza di nicchie di nivazione, sedi di placche di neve o glacionevati (fig. 9). Gli interfluvii del reticolo, costituiti in prevalenza da colate laviche a plagioclasio, si presentano spesso erosi e decorticati della porzione scoriacea e, a volte, supportano blocchi lavici arrotondati di varia litologia, interpretabili come "erratici". Questo versante dell'Etna culmina con Piano delle Concazze (fig. 7), che rappresenta la zona dove ancora oggi affiora parte dell'orlo di caldera dell'Ellittico.

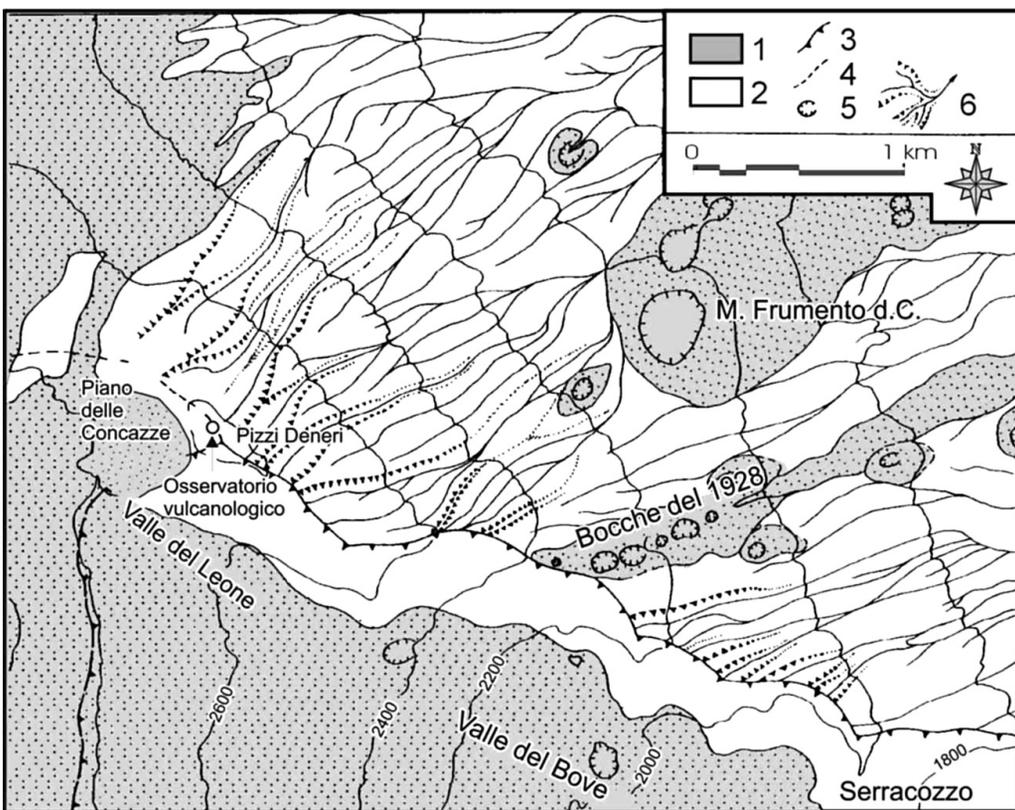


Fig. 7: principali lineamenti morfologici dell'alto fianco NE dell'Ellittico ancora oggi affiorante all'esterno della parete Nord della Valle del Bove. 1) vulcaniti recenti ed attuali; 2) vulcaniti dell'Ellittico; 3) orlo della Valle del Bove; 4) orlo eroso della caldera dell'Ellittico; 5) orlo di cratere; 6) reticolo idrografico che incide la superficie topografica dell'Ellittico, chiaramente troncato dall'orlo della Valle del Bove.

Fig. 7: main morphological features of the high NE flank of the Ellittico, still emerging outside the north wall of the Bove valley. 1) recent and present volcanites; 2) Ellittico volcanites; 3) edge of the Bove valley; 4) eroded rim of the Ellittico caldera; 5) crater's edge; 6) hydrographic net cutting the topographic surface of the Ellittico, clearly broken up by the edge of the Bove

valley.

Questo orlo, però, non si presenta ben conservato, bensì appare eroso in blande forme rotondeggianti. L'impressione è che l'erosione dell'orlo possa essere stata prodotta da una copertura glaciale che si sarebbe annidata all'interno e sul bordo della caldera, erodendo e smussando le asperità. All'esterno della parete Sud della Valle del Bove si trovano ampie e profonde forme erosive (fig. 2), in parte allineate su direttrici tettoniche il cui rigetto misurato non basta, però, a spiegare la profondità e l'entità delle erosioni. Sono valli che incidono i vecchi fianchi di apparati eruttivi più antichi dell'Ellittico, ubicati ad una quota inferiore (2000-1000 m s.l.m.) rispetto alle forme erosive del versante settentrionale del vulcano sottostante Pizzi Deneri. Si tratta, in sostanza, di imponenti forme erosive oggi quasi fossili, che risalgono a un periodo precedente la formazione della Valle del Bove (> 15.000 anni fa), e che riteniamo possano essersi formate in condizioni climatiche sostanzialmente diverse da quelle attuali, forse caratterizzate da una maggiore abbondanza di precipitazioni, oppure connesse a sorgenti glaciali che alimentavano con continuità questa parte del reticolo drenante.

L'insieme dei dati sopra esposti non consente di stabilire con assoluta certezza la presenza di ghiacciai sulle pendici dell'Etna durante l'UMG. Mancano alcuni elementi probatori quali morene o ciottoli striati, che tuttavia difficilmente possono formarsi su vulcani attivi e soprattutto mantenersi a lungo nel tempo. In ogni caso, gli elementi raccolti dimostrano come tale ipotesi possa ritenersi molto probabile, anche se quasi certamente non si è trattato di ghiacciai molto



estesi e di gran spessore.

Fig. 8: impluvium del reticolo idrografico esistente lungo gli antichi fianchi dell'Ellittico ancora affioranti. L'impluvium è largamente inattivo e parzialmente sepolto sotto una coltre piroclastica sub-attuale, mentre è evidente che le colate affioranti sono decorticate della porzione scoriacea di tetto.

Fig. 8: impluvium of the hydrographic net on the still emerging, ancient slopes of the Ellittico. The impluvium is largely inactive and partially buried in the sub-present pyroclastic cover, while the emerging flows are clearly decorticated of the scoriaceous upper portion.

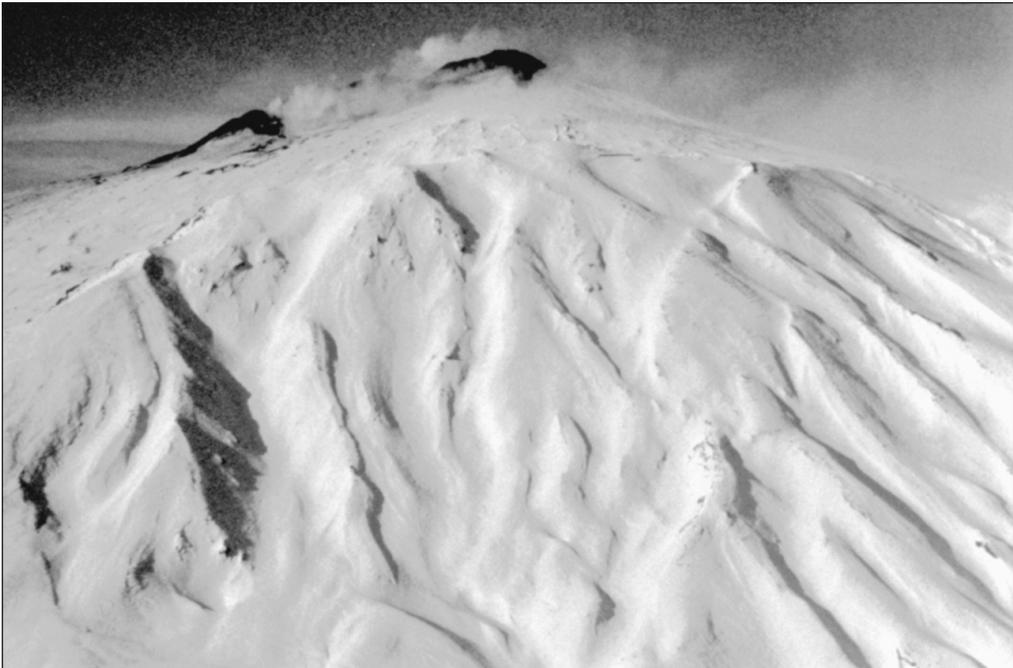
Sulla base di queste considerazioni si può provare a ipotizzare la possibile estensione delle coperture glaciali in relazione alle morfologie assunte dal vulcano tra l'UMG e il Tardiglaciale.

Pertanto, si è proceduto alla ricostruzione tridimensionale delle paleomorfologie che hanno caratterizzato l'Ellittico sia al culmine della sua dimensione, sia immediatamente dopo la formazione della caldera alla sommità del vulcano, proiettando sopra tali superfici l'estensione delle possibili coperture glaciali e stimandone la massa.

5 - RICOSTRUZIONE MORFOLOGICA DEL VULCANO DURANTE L'UMG E POSSIBILE ESTENSIONE DEI GHIACCIAI

Sulla scorta di alcuni riferimenti bibliografici (ROMANO, 1982; FERLITO e CRISTOFOLINI, 1989; KIEFFER, 1985) ed integrando tali dati con i numerosi elementi stratigrafici e morfologici raccolti sul terreno che hanno evidenziato le paleosuperfici affioranti, quelle nascoste dalla copertura lavica recente e quelle ipotizzabili nelle zone in cui l'erosione ha profondamente inciso il vulcano, è stata eseguita la ricostruzione plano-altimetrica della zona sommitale dell'Etna. L'area considerata ricade sopra quota 1500 m e si riferisce ad un periodo che va da 20.000 a 11.000 anni fa circa, al passaggio dall'UMG al Tardiglaciale, durante il quale si è avuta la transizione dal vulcanismo dell'Ellittico a quello attuale.

La fig. 3 illustra in (A) la situazione attuale e in (B) quella relativa all'ultimo periodo di attività dell'Ellittico (20.000-15.000 anni fa). Dalla ricostruzione effettuata emerge che l'edificio dell'Ellittico sovrastava ampiamente in altezza gli apparati precedenti. Il suo appoggio sui centri eruttivi più antichi formava una profonda incisione in corrispondenza della parte centrale dell'attuale Valle del Bove, allineata in direzione Est-Ovest. E' plausibile che tale impluvio abbia



guidato sin da questo periodo i profondi processi erosivi che avrebbero successivamente interessato il fianco orientale etneo.

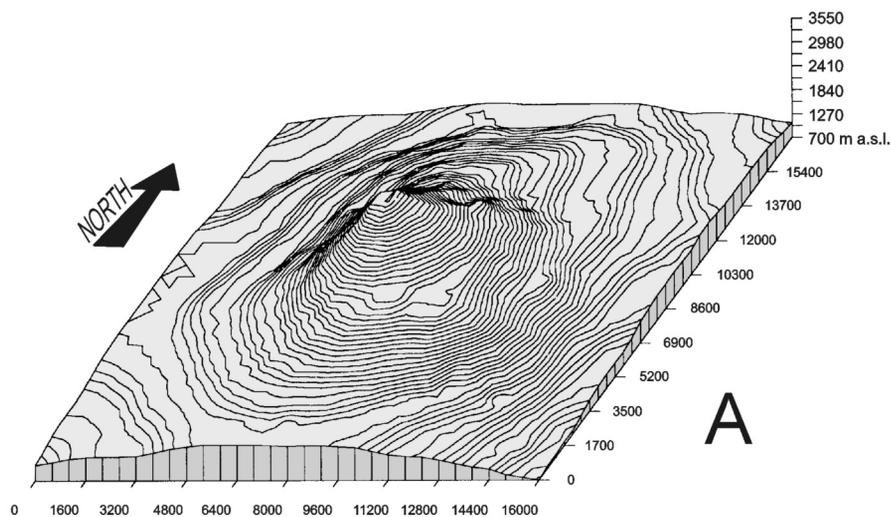
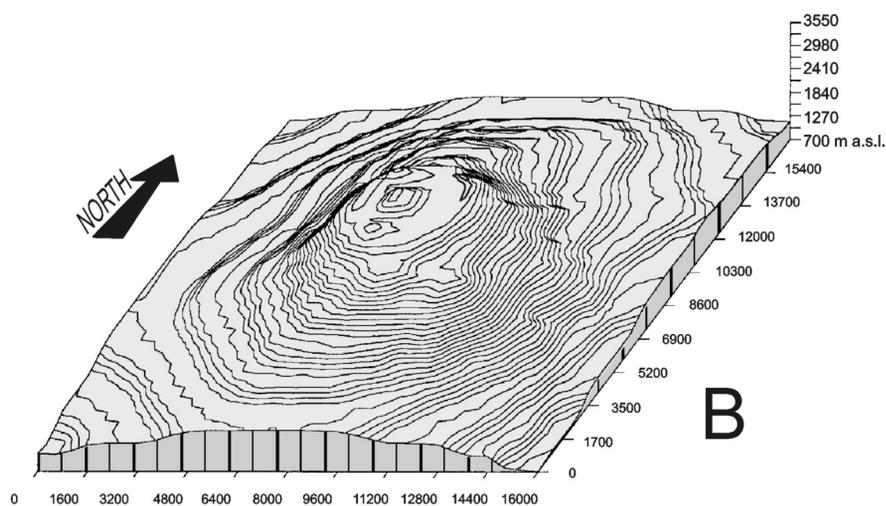
Fig. 9: veduta aerea da NE verso SO del versante esterno alla parete Nord della Valle del Bove. Si notano le vistose intaccature imbutiformi fossili presenti alla sommità del versante, probabilmente in origine sedi di placche di neve o glacionevati.



Fig. 9: air-view from NE to SW of the outside slope of the North wall of the Bove valley. The extensive funnel-shaped fossil pits can be observed at the top of the slope; initially they probably hosted stretches of snow or glacierettes.

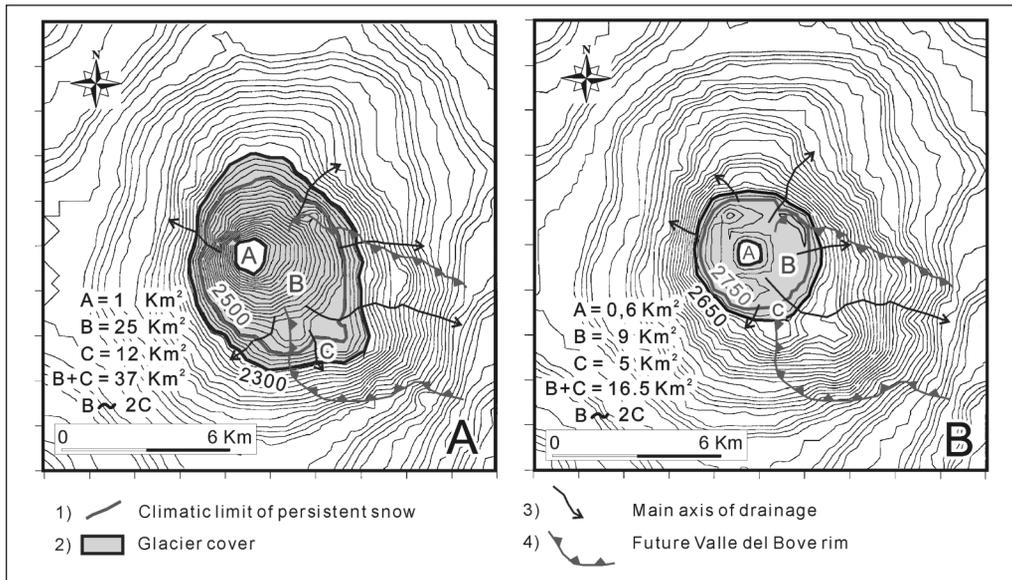
Digitalizzando i dati topografici ottenuti dallo studio morfologico e geologico, sono stati ottenuti due differenti modelli tridimensionali riferiti all'ultima fase di attività dell'Ellittico (20.000-15.000 anni fa) ed a poco dopo la formazione della caldera sommitale (15.000-11.000 anni fa; fig. 10). Nel primo caso i fianchi del vulcano erano abbastanza acclivi, fatta eccezione per l'alto settore SE dove la sovrapposizione dell'Ellittico sui centri più antichi produceva una zona con pendenze più blande che confluiva in un impluvio orientato E-O. Nel secondo caso la sommità del vulcano sopra i 3000 m appare pressoché pianeggiante; l'attività eruttiva, infatti, ha riempito progressivamente la depressione calderica mediante l'impilamento di lave a giacitura sub-orizzontale, traboccando successivamente all'esterno della caldera e riversandosi sui fianchi sottostanti.

Basandosi sulle ricostruzioni tridimensionali di fig. 10, è stata ipotizzata l'estensione delle



coperture glaciali vincolandole agli elementi morfologici riscontrati sul terreno. In entrambi i casi la sommità del vulcano è stata ipotizzata priva di ghiacci (fig. 11).

Nella prima ipotesi (20.000-15.000 anni fa), il limite delle nevi persistenti è stato posto a 2500 m di quota, sulla base dei dati di terreno che mostrano elementi morfologici prodotti da agenti glaciali fino a 2200-2300 m. La copertura glaciale calcolata poteva estendersi, pertanto, fino a circa 37 km². Il maggiore spessore di ghiaccio (circa 90 m) è stato ipotizzato in due zone (fig. 12 A): a) sul fianco settentrionale, favorita dall'esposizione del versante; b) sul fianco sud-orientale, in questo caso favorita dalla morfologia subpianeggiante dei luoghi, ovvero in corrispondenza della sella allora esistente tra l'apparato dell'Ellittico e i centri vulcanici più antichi, ad oltre 2700 metri di quota. Esso costituiva, probabilmente, una lingua glaciale marcatamente attiva, snodata in



direzione ONO-ESE e quindi incanalata nell'incisione a quel tempo esistente. Sulla scorta degli spessori ipotizzati (fig. 12 A), il volume totale della copertura di ghiacci è di circa 1,5 km³ (tab.1).

Fig. 11: Estensione dei ghiacciai durante l'UMG, in un periodo che precede la formazione della caldera (A) ed in un periodo di poco posteriore a essa (B). 1) limite climatico delle nevi perenni; 2) copertura glaciale; 3) impluvi di maggiore importanza; 4) futuro orlo della Valle del Bove. L'estensione areale è calcolata sulla base delle evidenze morfo-geologiche di campagna e sulle ricostruzioni della topografia.

Fig. 11: Glaciers' extension during the LGM in a period preceding the formation of the caldera (A) and soon after it (B). 1) climatic limit of the perennial snows; 2) ice cover; 3) main impluvium; 4) future edge of the Bove valley. The aerial extension has been calculated on the basis on the morfo-geological data gathered during the campaign or from the reconstruction of the topography.

Nella seconda ipotesi (15.000-11.000 anni fa), il limite delle nevi persistenti è stato posto a quota 2750 m e la relativa estensione dei ghiacci poteva raggiungere circa 16,5 km². In questo caso il ghiacciaio risiedeva a ridosso dell'orlo di caldera dell'Ellittico che probabilmente possedeva delle svasature causate da depressioni strutturali in direzione SE, SO e NE, tra le quali la prima era probabilmente più accentuata delle altre (fig. 11 B). In questo scenario le coperture glaciali sono state ipotizzate nettamente più sottili (fig. 12 B), per un volume totale di circa 0,6 km³ (tab. 1).

Nella pagina a fianco:

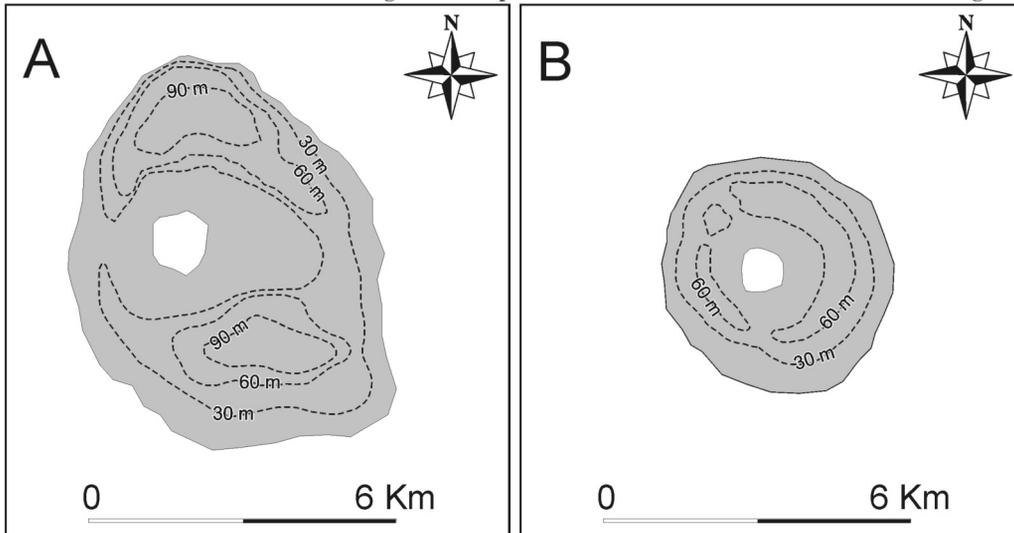
Fig. 10: Ricostruzione morfologica tridimensionale della sommità dell'Etna, sopra quota 1.500 m sul mare. In "A" viene proposta la ricostruzione al tempo di massimo sviluppo dell'Ellittico (20.000-15.000 anni fa) mentre in "B" è riportata una ricostruzione risalente ad un periodo di poco posteriore alla formazione della caldera dell'Ellittico (15.000-11.000 anni fa).

Fig. 10: Tridimensional morphological reconstruction of the Etna area above 1500 m a.s.l. "A" shows the reconstruction at

the time of the max development of the Ellittico (20.000-15.000 years ago); "B" shows the reconstruction at a period following the formation of the Ellittico caldera (15.000-11.000).

6 - DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I rilievi condotti sugli antichi fianchi dell'Ellittico non hanno evidenziato la presenza di ben conservati depositi morenici o ciottoli striati che avrebbero testimoniato inequivocabilmente la presenza di ghiacciai. Per contro, esistono numerosi elementi morfologici e geologici che rendono estremamente probabile una copertura glaciale tardo-pleistocenica. Su questo presupposto, essenzialmente speculativo ma ragionevolmente fondato, sono basate le ricostruzioni areali e volumetriche dei ghiacciai etnei, nel tentativo di rileggere la recente storia del vulcano in un momento della sua evoluzione segnato da profonde modificazioni di ordine morfologico,



vulcanologico e strutturale.

Fig. 12: spessore delle coperture glaciali riportate in Fig. 11, ipotizzate sulla base delle paleo-morfologie dei luoghi e dell'esposizione dei versanti.

Fig. 12: thickness of the assumed ice covers shown in Fig. 11 on the basis of local paleomorphologies and orientation of the flanks.

Durante l'ultima fase di attività dell'Ellittico (20.000-15.000 anni fa) l'elevata acclività dei pendii consentiva probabilmente una copertura glaciale sottile, tranne che in due zone del vulcano poste rispettivamente sul fianco Nord e su quello SE. In questa seconda zona si trovava un'area a morfologia subpianeggiante, corrispondente al settore in cui i prodotti vulcanici dell'Ellittico si appoggiavano sui centri vulcanici più antichi. Qui, a 2700-3000 m di quota, lo spessore dei ghiacci poteva essere maggiore che in altre zone, mentre le acque di fusione venivano incanalate soprattutto verso Est, in corrispondenza dell'impluvio determinato dal limite di sovrapposizione dei prodotti dell'Ellittico sui fianchi dei vecchi apparati. Questi ultimi, inoltre, erano costituiti in larga misura da breccie, prodotti piroclastici, scorie vulcaniche e lave alterate facilmente disgregabili, che potrebbero avere subito fenomeni erosivi abbastanza intensi già in questa fase, soprattutto nelle zone di impluvio. Queste erosioni, pertanto, avrebbero potuto costituire un fenomeno erosivo precursore della successiva Valle del Bove, che sarebbe sorta esattamente in corrispondenza dell'impluvio sopra menzionato.

Prodotti di interazione magma-acqua sono molto frequenti nelle porzioni sommitali della successione dell'Ellittico. E' probabile che questi depositi si formassero anche con il concorso della parziale fusione della copertura glaciale, in occasione del manifestarsi dell'attività vulcanica. La

bocca centrale del vulcano era priva di ghiacci, sia per la persistenza dell'attività vulcanica, sia per l'acclività delle zone a essa circostanti. I prodotti eruttati dalla sommità dell'Ellittico raggiungevano i ghiacci presenti alcune centinaia di metri più in basso e lì probabilmente subivano processi di frammentazione per rapido raffreddamento, sciogliendo parte dei ghiacci e colando ulteriormente in basso fino a formare estese masse tipo lahar a matrice sabbioso-fangosa.

Sorte diversa seguivano le colate laviche che venivano eruttate dalle fratture sui fianchi del vulcano. In quel caso le lave non entravano in contatto con la copertura glaciale, per cui non subivano processi di frammentazione meccanica. Questa ipotesi potrebbe spiegare perché i prodotti dello stesso vulcano si presentano frammentati nella parte alta dell'apparato, costituendo abbondanti depositi tipo lahar e breccie rimaneggiate, e sostanzialmente integri e non rimaneggiati in posizione distale rispetto alle bocche centrali.

Attorno a 16.000-15.000 anni fa ha probabilmente avuto inizio sia un brusco ritiro in conseguenza di un assottigliamento della coltre glaciale. Questo fatto ha determinato una decompressione della parte alta del vulcano, che potrebbe a sua volta avere contribuito ad innescare gli eventi esplosivi terminali dell'Ellittico, datati appunto circa 15.000 anni fa e che hanno cambiato profondamente la morfologia della sommità del vulcano. L'energia liberata è stata sufficiente a disintegrare gli ultimi 700-800 metri dell'apparato, provocando quasi certamente anche la fusione di buona parte o forse dell'intera copertura glaciale. L'acqua di fusione, liberata in un così breve arco di tempo, può avere accentuato i fenomeni erosivi già in atto, innescando i primi collassi gravitativi di vaste dimensioni nel fianco orientale del vulcano.

La decompressione dovuta alla fusione del ghiacciaio, il cui peso è stato valutato in 1,2 miliardi di tonnellate (tab. 1), ed alla disintegrazione della porzione sommitale dell'Ellittico potrebbero avere avuto come conseguenza anche un riassetto isostatico alla scala dell'intero vulcano, determinando forse un'accelerazione nei tassi di sollevamento dell'area etnea registrati nel tardo Quaternario a carattere regionale.

Con la formazione della caldera è stata creata una superficie subpianeggiante a oltre 3000 m di

UMG	spessore (m)	area (kmq)	volume (kmc)	peso (t)
LGM	thickness (m)	area (kmq)	volume (kmc)	weight (t)
	>90	4,01	0,36	
	60-90	6,07	0,46	
	30-60	9,95	0,45	
	0-30	16,99	0,25	
	total	37,02	1,52	1,215*10⁶

Tardiglaciale	spessore (m)	area (kmq)	volume (kmc)	peso (t)
Late Glacial	thickness (m)	area (kmq)	volume (kmc)	weight (t)
	>60	3,56	0,21	
	30-60	7,51	0,34	
	0-30	5,44	0,08	
	total	16,51	0,63	0,506*10⁶

quota, che poteva favorire l'accumulo e la conservazione di una coltre glaciale.

Tab. 1: ipotesi sui volumi delle coltri glaciali prima della formazione della caldera dell'Ellittico (UMG) ed in un periodo di poco posteriore (Tardiglaciale). Nel calcolo dei volumi è stato utilizzato il valore di spessore medio tra classi contigue (ad es. per la classe 30-60 m il valore utilizzato è 45 m); (LGM: Late Glacial Maximum).

Table 1: hypothesis on the volume of the ice cover prior to the formation of the Ellittico caldera (LGM) and soon afterwards (late glacial phase). The mean thickness value has been used to calculate the volumes (e.g. for the class 30-60 m the mean value

is 45 m); (LGM: Late Glacial Maximum).

Contemporaneamente, tuttavia, il progressivo innalzamento del limite delle nevi persistenti ne contrastava l'estensione areale e lo spessore, limitandola alla sola zona sommitale del vulcano. Questa fase glaciale tardiva, sebbene poco marcata, ha probabilmente eroso l'orlo di caldera dell'Ellittico producendo forme arrotondate, mentre ha modificato le tracce lasciate dalla fase glaciale precedente, rendendole difficilmente riconoscibili. La fine di quest'ultima fase, ascrivibile a 12.000-11.000 anni fa, può essere avvenuta in un arco di tempo abbastanza breve. Le acque di fusione glaciale potrebbero avere ulteriormente provocato fenomeni di erosione accelerata del suolo, innescando nuovamente ampi collassi gravitativi.

In definitiva, non è possibile ignorare la coincidenza tra la fine di attività dell'Ellittico, la fase tardiglaciale dell'UMG e l'inizio degli ampi collassi gravitativi del fianco orientale del vulcano. La rapida fusione della calotta glaciale etnea indotta sia dai cambiamenti climatici a scala planetaria, sia forse dall'intensa attività vulcanica di tipo esplosivo, può avere prodotto la liberazione di grandi volumi di acqua lungo i fianchi del vulcano, convogliati in larga misura lungo l'impluvio allora esistente in corrispondenza dell'attuale Valle del Bove. In quel settore, pertanto, possono avere avuto luogo fenomeni erosivi accelerati che hanno innescato collassi gravitativi importanti, dando un contributo significativo all'instabilità morfologica e strutturale che caratterizza l'intero fianco orientale etneo e che avrebbero successivamente prodotto la formazione dell'ampia depressione della Valle del Bove.

Ringraziamenti

L'autore desidera esprimere un doveroso apprezzamento a G. Pasquare, che per primo a suggerito di rivisitare in chiave moderna la possibile esistenza di ghiacciai pleistocenici etnei, e a G. Orombelli, che ha fornito, negli anni passati, un supporto critico fondamentale alla stesura di questo lavoro. Un singolare e superiore merito è da attribuire ad A. Galluccio, che è stato capace di trasformare una comune, dolorosa degenza ospedaliera in una splendida occasione di approfondimento scientifico. Un ringraziamento occorre rivolgere anche nei confronti dei revisori dell'articolo, significativamente migliorato dopo il loro attento lavoro. Un valido supporto per le voci di glossario è rinvenibile nei siti web www.educeth.ch/stromboli/index-i.html e www.ge-at.iastate.edu/courses/Geol_100/glossary.html.

BIBLIOGRAFIA

- BARBERI F., CIVETTA L., GASPERINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R. & VILLARI L. (1974) - *Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanologic evidence from Sicily*, Earth Planet. Sc. Lett., 22, 123-132, Amsterdam.
- BORGIA A., FERRARI L. & PASQUARE G. (1992) - *Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mt. Etna*, Nature, Vol. 357, Letters.
- BORGIA A., LANARI R., SANSOSTI E., TESAURO M., BERARDINO P., FORNARO G., NERI M., MURRAY J. B. (2000) - *Actively growing anticlines beneath Catania from the distal motion of Mount Etna's decollement measured by SAR interferometry and GPS*, Geophys. Res. Ltrs. Vol. 27, No. 20, 3409.
- BOUSQUET J.C., GABBIANELLI G., LANZAFAME G. & SARTORI R. (1998) - *Evolution volcano-tectonique de l'Etna (Sicile): nouvelles données de géologie marine et terrestre*, XXXVth Congress CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée), Cavtat – Dubrovnik, Rapp. Comm. Int. Medit., 35, 56-57.
- CALVARI S. & GROPELLI G. (1996) - *Relevance of the Chiancone volcanoclastic deposit in the recent history of Etna volcano (Italy)*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 72, 239-258.
- CALVARI S., GROPELLI G. & PASQUARE G. (1994) - *Preliminary geological data on the south-western walls of Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily)*, Acta Vulcanol. 5, 15-30.
- CALVARI S., TANNER L. T. & GROPELLI G. (1998) - *Debris-avalanche deposits of the Milo Labar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna Volcano (Italy)*, J. Volcanol. Geotherm. Res., 87, 193-209.
- COLTELLI M., GARDUÑO V.H., NERI M., PASQUARE G. & POMPILIO M. (1994) - *Geology of northern wall of Valle del Bove, Etna (Sicily)*, Acta Vulcanol., Vol. 5, 55-68.
- CONGIU E., NERI M., OROMBELLI G. & PELFINI M. (1997) - *Geomorphology of the NE slope of Mt. Etna (Sicily, Italy): evidence of Late Pleistocene glaciers*, Fourth International Conference on Geomorphology, Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, University of Bologna, August 28 - September 3, 1997.
- CORSARO R.A., NERI M. & POMPILIO M. (2002) - *Paleo-environmental and volcano-tectonic evolution of the south-eastern flank of Mt. Etna in the last 225ka inferred by volcanic succession of the «Timpe»*, Acireale, Sicily. Bull. Vulcanol.,

- 2372, 1-19.
- D'ORAZIO M., TONARINI S., INNOCENTI F. & POMPILIO M. (1997) - *Northern Valle del Bove volcanic succession (Mt. Etna, Sicily): petrography, geochemistry and Sr-Nd isotope data*, Acta Vulcanol., 9 (1/2), 73-86.
- FERLITO C., & CRISTOFOLINI R., (1989) - *Geologia dell'area sommitale dell'Etna*, Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., 22, 335, 357-380.
- FERRARI L., GARDUÑO V.H. & NERI, M. (1991) - *I dicchi della Valle del Bove, Etna: un metodo per stimare le dilatazioni di un apparato vulcanico*, Mem. Soc. Geol. It, 47, 495-508, 9 figg., 2 tabb.
- GARDUÑO V.H., NERI M., PASQUARÈ G., BORGIA A. and TIBALDI A. (1997) - *Geology of NE Rift of Mount Etna, Sicily (Italy)*, Acta Vulcanol., Vol. 9 (1/2), 91-100.
- GILLOT P.Y., KIEFFER G., ROMANO R., (1994) - *The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating*, Acta Vulcanol. 5, 81-87.
- GUEST J.E., CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1984) - *The Valle del Bove: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano*, Jour. Volc. Geoth. Res., 21, 1-23.
- HIRN A., NERCESSIAN A., SAPIN M, FERRUCCI F. & WITTLINGER G. (1991) - *Seismic heterogeneity of Mt. Etna: structure and activity*, Geophys. J. Int., 105, 139-153.
- KIEFFER G. (1985) - *Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan poligenique: stades d'edification et activite actuelle de l'Etna (Sicile)*, An. Sc. Univ. Clermont-Ferrand, 84, 1-497.
- LANZAFAME G., NERI M. & RUST D. (1996) - *Active tectonics affecting the eastern flank of Mount Etna: structural interactions at a regional and local scale*, in: *Etna: Fifteen Years On*, Gravestock, P. and McGuire, W., Centre for Volcanic Research, CGCHE, 25-33.
- LANZAFAME G., NERI M. COLTELLI M., LODATO L. & RUST D. (1997) - *North-South compressions in the Mt. Etna region (Sicily): spatial and temporal distribution*, Acta Vulcanol., Vol. 9 (1/2), 121-133
- LANZAFAME G. and BOUSQUET J. C. (1997) - *The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithospheric discontinuity*, Acta Vulcanologica, 9, (1/2), 113-120.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*, Mem. Soc. Geol. It., Vol. 23, 7-25.
- LO GIUDICE E., PATANÈ G., RASÀ R. & ROMANO R. (1982) - *The structural framework of Mt. Etna*, Mem Soc. Geol. It., 23, 125-158.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1992): *Very shallow earthquakes and brittle deformations in active volcanic areas: the Etnean region as an example*, Tectonophysics.
- MONACO C., TAPPONNIER P., TORTORICI L. and GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*, Earth and Planetary Science Let. 147, 125-139.
- MESSERLI B. (1980) - *Mountain glaciers in the Mediterranean area and in Africa*, World Glacier Inventory, Proc. Riederalp Workshop, Sept. 1978, IAHS-AISH Publ. n. 126.
- NERI M., COLTELLI M., OROMBELLI G. & PASQUARÈ G. (1994) - *Ghiacciai pleistocenici dell'Etna: un problema aperto*, Istituto Lombardo (Rend. Sc.), B 128, 71-93, Milano.
- NERI M., GARDUÑO V.H., PASQUARÈ G. & RASÀ R. (1991) - *Studio strutturale e modello cinematico della Valle del Bove e del settore nord-orientale etneo*, Acta Vulcanol., 1, 17-24.
- NERI M., OROMBELLI G., PASQUARÈ G. & PELFINI M. (1995) - *Possible existence and extent of a late-Pleistocene glacier on Mt. Etna*, Project Seavolc: *Sea-level change and the stability and activity of coastal and island volcanoes*, Commission of the European Communities, Environment programme contract EV5V-CT92-0170, Final Report, May 1995.
- PALMENTOLA G., ACQUAFREDDA P. & FIORE S. (1990) - *A new correlation of the glacial morains in the Southern Apennines, Italy*, Geomorphology, 3, 1-8.
- PORTER C.S. (1989) - *Some geological implications of average quaternary glacial condition*, Quater. Research, 32, 245-261.
- ROMANO R. (1982) - *Succession of the volcanic activity in the etnean area*. Mem. Soc. Geol. It., 23, 27-38.
- RUST D., & NERI M. (1996) - *The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily*, in: MCGUIRE, W.C., JONES, A.P. & NEUBERG, J. (Eds), *Volcano instability on the Earth and Other Planets*, Geological Society, Special Publication N°110, 193-208.

ABSTRACT

Sulla scorta di numerose evidenze morfologiche e geologiche, sono stati ricostruiti l'estensione e il volume delle coperture glaciali tardo-pleistoceniche ospitate sulla sommità del Vulcano Etna. Si è trattato di ghiacciai poco estesi (meno di 40 km²) e di spessori relativamente modesti, soprattutto per l'acclività che caratterizzava i fianchi del vulcano. L'esistenza di questi ghiacciai e la loro scomparsa, tuttavia, sono intervenuti in un momento importante nell'evoluzione del vulcano, ovvero al passaggio tra il vulcanismo dell'apparato denominato *Ellittico* (34.000-15.000 anni fa) e l'Etna attuale, quest'ultimo contrassegnato dalla formazione di profonde forme erosive che hanno inciso il suo fianco orientale tra 15.000 e 5000 anni fa. Le modellizzazioni

eseguite hanno consentito di rivisitare l'evoluzione di alcune morfologie e strutture fondamentali del vulcano. Durante l'ultima fase di attività dell'Ellittico (20.000-15.000 anni fa) i prodotti eruttati si frammentavano frequentemente anche con il concorso della parziale fusione della copertura glaciale in occasione del manifestarsi dell'attività vulcanica, contribuendo alla formazione degli estesi depositi clastici che caratterizzano la porzione più alta della successione stratigrafica di quell'apparato vulcanico. Attorno a 16.000-15.000 anni fa si sono probabilmente verificati un brusco ritiro e l'assottigliamento della coltre glaciale, che potrebbero avere determinato la rapida decompressione della parte alta del vulcano, contribuendo ad innescare gli eventi esplosivi terminali dell'Ellittico. L'energia liberata in quell'occasione è stata sufficiente a disintegrare 700-800 m apicali dell'apparato, provocando quasi certamente anche la fusione di parte o forse dell'intera copertura glaciale. Grandi volumi di acqua e fango, improvvisamente liberatisi lungo i fianchi del vulcano, sono stati convogliati in larga misura lungo un impluvio allungato in direzione Est-Ovest, sul versante orientale dell'Etna. In quel settore, pertanto, possono avere avuto luogo fenomeni erosivi accelerati del suolo che hanno innescato collassi gravitativi importanti, destabilizzando l'intero fianco orientale dell'Etna e fornendo un contributo significativo alla formazione dell'ampia depressione della Valle del Bove.

Parole chiave: *Volcano Etna, Sicilia, ghiacciai pleistocenici*

The reconstruction of the extension and the volume of the late-Pleistocene ice covers hosted on top of the Volcano Etna was carried out on the basis of abundant morphological and geological evidence. These glaciers were not very large (less than 40 square km) and not very thick because of the steep sides of the summit. The existence of these glaciers and their disappearance occurred, however, over an important period for the evolution of the volcano, i.e. the transition from the volcanism of the unit named Ellittico (34.000-15.000 years ago) and the present Etna, the latter being characterised by the deep erosions cutting its eastern flank 15.000 to 5000 years ago. The evolution of some fundamental morphologies and structures of the volcano were investigated through the use of models. During the last activity phase of the Ellittico (20.000-15.000 years ago) the belched products often fragmented as a result of the partial melting of the ice cover during the volcanic activity, thus contributing in the formation of the clastic deposits characterising the uppermost part of the stratigraphic sequence of that volcanic unit. About 16.000-15.000 years ago, a sharp retreat started, probably as a result of the thinning of the ice cover. This fact determined the decompression of the volcano's upper part, which in turn could have helped triggering off the final explosive events of the Ellittico. The released energy was enough to destroy the last 700-800 m of the unit, causing almost certainly the melting of most or of the whole ice cover. Large volumes of water and mud, which were suddenly released along the volcano's sides, were largely canalised along an existing impluvium, running East-West, on the eastern slope of the Etna. Therefore, an accelerated erosion could have taken place in that sector; triggering off considerable gravitational collapses, thus significantly contributing to the morphological and structural instability characterising the whole of the Etnean eastern flank and subsequently causing the formation of the large depression of the Bove valley.

Keywords: *Volcano Etna, Sicily, Pleistocene glaciers*

Sur la base des plusieurs évidences morphologiques et géologiques, on a pu remonter à l'étendue et au volume des glaciers existants au sommet du Volcan Etna pendant la période finale du pléistocène. Il s'agissait de petits glaciers (moins de 40 km²), qui présentaient des épaisseurs modestes, à cause des flancs raides du volcan. L'existence de ces glaciers et leur disparition sont arrivées, toutefois, pendant une période importante de l'évolution du volcan, c'est-à-dire au moment du passage du vulcanisme de l'apparat appelé Elliptique (il y a 34.000-15.000 ans) et le volcan actuel, qui est caractérisé par des érosions qui ont gravé son flanc oriental il y a 15.000-5000 ans. Les modèles utilisés ont donné beaucoup d'informations sur l'évolution de certaines morphologies et structures du volcan. Pendant la dernière phase de l'Elliptique (il y a 20.000-15.000 ans) les produits éruptés se brisaient fréquemment, même grâce à la fusion partielle de la couche glaciale pendant les éruptions du volcan. Ce phénomène a favorisé la formation de grands dépôts clastiques, qui caractérisent la partie la plus haute de la stratigraphie de ce volcan. Il y a 16.000-15.000 ans se sont vérifiés probablement un fort recul et une réduction de la couche glaciale: cela pourrait avoir produit la décompression rapide de la partie en haut du volcan, en favorisant les événements explosifs de l'Elliptique finissant. L'énergie produite pendant cet événement a été suffisante à détruire 700-800 m du sommet du volcan, en causant au même temps aussi la fusion partielle ou totale du glacier. Des grandes masses d'eau et de boue ont été canalisées surtout tout le long d'un impluvium allongé en direction Est-Ouest, sur le versant oriental de l'Etna. Dans ce secteur-là, donc, se sont vérifiés des phénomènes érosifs accélérés du sol, qui ont apporté de remarquables collapsus de gravitation, en déstabilisant le flanc oriental entier et en donnant une remarquable contribution à la formation de la Vallée du Bove.

Mots clés: *Volcan Etna, Sicile, glaciers pléistocènes*

Marco Neri (*)

THE INFLUENCE OF THE PLEISTOCENE GLACIERS IN THE MORPHO-STRUCTURAL EVOLUTION OF THE ETNA VOLCANO (SICILY, ITALY)

1 – INTRODUCTION

The active volcanoes, particularly those characterised by a predominant central effusive activity, grow taller and enlarge at each eruption, though they are not the highest mountains of the Earth. This fact is basically due to at least four factors: a) the erosion attacking the volcanoes like any other surface of the earth's crust; b) the levelling of the earth's topography as a result of the lithosphere's bending under the weight of the rocky masses; c) the violent explosive activity, which can determine the destruction of the volcanoes' top and the formation of *collapse calderas*²; d) the collapse of the sides of the volcano. This kind of instability affects a large part of the world's volcanoes, mainly those located above very active *tectonic systems*³ destabilizing the flanks. The Mount St. Helens in Northern America, the Socompa in Chile, the Banday-san and the Ontake in Japan are shining examples; their flanks collapsed with or without the destabilizing contribution of magma-masses going up through the vents. The presence of glaciers on top of volcanoes represents one further destabilizing factor for their upwards growth. These glaciers are usually not very large or thick, mainly because of the steep slopes characterizing the upper area of volcanoes; however, they represent a huge water reserve, which can melt after a prolonged and violent eruptive activity, thus originating huge masses of water and mud. These masses flow down the volcanoes' sides causing deep erosions and catastrophic floods, very dangerous to all forms of life.

The Etna Volcano, at 3340 m, is the highest mountain of the Mediterranean. Its altitude is below the present limit of perennial snows, which, at this latitude, runs about 200 m higher (MESSERLI, 1980), so today the volcano does not host any glacier. A small ice mass, hidden into a *lava tube*⁴ of the 1614-24 flow, represents the only exception; called Grotta del Gelo, it is located at 2100 m, on the northern flank of the volcano. During the Late Glacial Maximum (LGM) the Etnean massif was however higher, reaching perhaps 3800 m of altitude (KIEFFER, 1985), while the perennial snowline was much lower, at about 2500 m a.s.l. It is therefore reasonable to assume that the Etna, in those days, hosted a glacial cover on its top, mostly nesting between the central vent of the active volcano - the Ellittico - and the peaks of former, extinct units (NERI et al., 1994; 1995). Based upon these facts, it is now possible to review the fundamental morphology and structure of the volcano and take into account the role played by the Pleistocene glacial covers.

Fig. 1: see page 10

Among the many erosive formations, the Bove Valley is standing out both for its dimensions and impressive appearance; it is a large, 1000 m-deep depression located on the eastern side with a width of 5 km and a length of 7 km (fig. 1, VB). As a result of its formation, the detrital accumulation called "Chiancone" was deposited further downhill and is still emerging along the coast between Pozzillo and Riposto (fig. 2). The causes of this collapse are still being debated, even though the modern bibliography (GUEST et al., 1984; NERI et al., 1991; BORGIA et al., 1992; LO GIUDICE and RASA', 1992) established that it resulted from the combination of many factors: a) the intense tectonic activity; b) the continuous gravitational resettlement of the "rigid" volcanic body above a "plastic" sedimentary base, which is inclined towards SE; c) the volcanic activity, which is sometimes characterised by highly explosive phases.

(*) National Institute of Geophysics and Volcanology, Catania branch, via Monti Rossi n° 12, Nicolosi (CT) Italy; e-mail: neri@ct.ingv.it.

² *Collapse caldera*: a large, circular depression, forming on top of a volcano when the subsoil magma is rapidly ejected, generally during a violent eruption. The removal of the magma causes the loss of the structural support of the overlying rock, leading to the soil collapse and to the formation of the depression. A caldera is therefore different from a crater, which is generally a smaller, often circular depression, but directly originated by explosive phenomena during an eruption.

³ *Tectonic systems*: they are formed by a group of faults cutting the earth's crust. The faults are cracks in the crust whose two sides move, one contrary the other, vertically, horizontally or in a combination of these movements. The faults range from few meters to hundreds of kilometres and may have more or less visible consequences on the surface.

⁴ *Lava tube in lava flow*: A lava tube is a natural conduit through which lava travels beneath the surface of a lava flow. Tubes form by the crusting over of lava flows (lava may continue to flow underneath the crust for a long time, though it may become visible for short stretches called "skylights"). When the supply of lava stops at the end of an eruption or lava is diverted elsewhere, the molten lava in the tube system drains away and leaves partially empty conduits behind. Such drained tubes commonly exhibit: marks on the walls indicating the level reached by lavas; generally flat floors; lava stalactites hanging from the roof. Lava can also erode downward, deepening the tube and leaving empty space above the flowing lava.

Fig. 2: see page 11

This article aims at introducing another triggering factor, i.e. the accelerated erosion caused by the flow of large volumes of water and mud along the sides of the volcano in a short time. The hypothesis starts from the assumption that the glacial cover hosted by Etna during the LGM suddenly melted, perhaps during violent explosive phases, thus supplying the necessary quantity of water to cause an extensive, accelerated erosion of the soil and triggering off very large and deep gravitational collapses.

2 – GEOLOGICAL-STRUCTURAL ARRANGEMENT OF THE VOLCANIC UNIT

The volcanism of eastern Sicily comes from a complicated geodynamic context ruling the colliding edges between the Eurasian and the African Plates (BARBERI et al., 1974). The Etna is, indeed, located in an area where the “Ibleic foreland”, which is the northernmost edge of the African Plate, *subduces*⁵ under the thrust fault of the Atlas-Apennine Range (LENTINI, 1982). Towards the East, the unit lies on the edge of the Sicily-Malta Escarpment, a bunch of spreading structures affecting the crust (LANZAFAME and BOUSQUET, 1997), bordering the basin of the Ionian Sea and having an overall displacement of more than 2000 m (fig. 1).

The volcanic activity in the Etna area started more than half a million years ago with submarine and subaerial *fissural eruptions*⁶ which covered large extensions of the territory without building up important reliefs (ROMANO, 1982). About 200.000 years ago, the fissural volcanic activity turned into a central one, starting to build huge strato-volcanoes with eruptive axes distributed over the time from SE to NW. The major units (fig. 1) are known as the eruptive centres of Rocca Capra (about 1800 m of max altitude, 100.000-70.000 years ago), Trifoglietto (2400 m, 70.000-60.000 years ago) and Salifizio – Serra Giannicola Grande – Cuvighiuni group (2700 m, 60.000-34.000 years ago). Between 34.000 and 15.000 years ago, the unit called Ellittico or Mongibello Antico was active; its top reaching 3800 m a.s.l. The Ellittico ended its activity with a period of very violent explosive phases and the formation of a collapse caldera; inside this caldera, the volcanic activity restarted along the same eruptive vent, thus forming the present volcanic unit: the Mongibello Recente. The works of ROMANO (1982, CALVARI et al. (1994), COLTELLI et al. (1994), GILOT et al. (1994), GARDUÑO et al. (1997), CORSARO et al. (2002) deal more extensively with the stratigraphy of the Etna.

The presence of huge tectonic steps and the uneven occurrence of the ancient remains of extinct eruptive centres, laid bare along the walls of the Bove Valley (fig. 2), characterise the irregular morphology of the Etna eastern flank, which plunges down towards the Ionian Basin. The Bove valley appears like a wide, horseshoe-depression opening towards the Ionian Sea. Its formation is dated back to a period between 15.000 and 5.000 years ago (GUEST et al., 1984; COLTELLI et al., 1994; CALVARI and GROPELLI, 1996; CALVARI et al., 1998), even though the possibility of previous, smaller erosive episodes along the same side of the volcano (ROMANO, 1982) cannot be ruled out.

Moreover, the eastern slope of the Etna is cut by two important fault systems (fig. 1, area A): the Sicily-Malta Escarpment (NNW-SSE) and the Messina Canyon (NE-SW) producing high tectonic steps and significantly contributing, with their present activity, to the general morphological and structural instability of this part of the unit (LO GIUDICE et al., 1982; NERI et al., 1991; FERRARI et al., 1991; LO GIUDICE e RASÀ, 1992; BORGIA et al., 1992; RUST e NERI, 1996; MONACO et al., 1997; LANZAFAME et al., 1996; 1997; LANZAFAME e BOUSQUET, 1997; BORGIA et al., 2000).

3 – THE ETNA IN THE UPPER PLEISTOCENE: THE “ELLITTICO” ERUPTIVE CENTRE

During the Late Glacial Maximum (25.000-14.000 years ago), the Etna volcanic summit culminated at the Ellittico, the largest amongst the many eruptive units known in this area, whose max altitude was about 3800 m a.s.l. (KIEFFER, 1985). Its products were belched over the sides of the volcano with the exception of the southeastern slope; according to COLTELLI et al. (1994), the explanation of this fact lies in the presence of volcanic centres older than the Ellittico in the area where the southern sector of the Bove Valley is now located. In that position, the remains of old eruptive centres, which had not been eroded yet, formed a morphological dyke which the lava flows, coming from the top of the Ellittico, could not easily overcome. Therefore, they did not affect the SE side and were diverted and canalised into the remaining sectors of the Ellittico (fig. 3).

⁵ *Subduction zone*. An area of the lithosphere where a plate dives beneath the other.

⁶ *Fissural eruptions*: a fissural eruption occurs when the magma does not outflow from a single vent but along a more or less extended surface fracture. While the eruption continues, after some hours or days the activity generally concentrates more and more on one or few vents, around which some cones start to form, therefore forming some alignment.

Fig. 3: see page 13

The stratigraphic sequence of the Ellittico is visible along the North wall of the Bove Valley (COLTELLI et al., 1994). Lava flows mainly emerge in the lower half, while clastic deposits, sometimes very thick, prevail in the upper half (fig. 4). The clastic part of the stratigraphic sequence is mostly formed by *epiclastic products*⁷ and by *lahar*⁸ alternating with less abundant relapse and *flow pyroclastic products*⁹ and explosion breccia. The lava-elements in these deposits are both sharp-edged and sub-rounded and set into a sandy matrix typically yellowish (fig. 5). The sharp difference in lithology between the bottom and top sections indicates a substantial change in the eruptive style of the Ellittico, which turned from predominantly effusive style (bottom) to predominantly explosive (top) (COLTELLI et al., 1994). The activity of the Ellittico ended about 15.000 years ago with a cycle of significant explosive events leading to the formation of a wide collapse caldera, whose edges still emerge discontinuously at 2800-3000 m. At that time, the morphology of the summit underwent significant changes; the steep cone disappeared and a very wide crateral depression formed (about 3.7 km of max diameter). The subsequent volcanic activity presumably started again, along the same vents, inside the caldera, thus gradually filling it up and building the present structure, which now has an altitude of 3340 m.

4 – SIGNS OF THE EXISTENCE OF GLACIERS IN THE LGM

Some Authors (NERI et al., 1994, 1995; CONGIU, 1997) already highlighted the numerous elements in favour of the existence of glaciers on the Etna during the LGM. This section will provide a synthesis of those elements, add new ones and then come to some general conclusions. During the LGM, at the Etnean latitude, the perennial snowline was located at about 2500 m a.s.l. (PALMENTOLA et al., 1990), while in the late glacial phase this limit gradually went up to 2700-3000 m of altitude (fig. 6; PORTER, 1989). Wide sectors of the volcano were therefore located well above the perennial snowline for some thousand years. Some evidence of the presence of glaciers can be identified both in the stratigraphic sequence emerging along the northern wall of the Bove valley and on the paleosurface of the Ellittico, which is still emerging today.

Geological evidences

The change in the eruptive style of the Ellittico, turning from a predominantly effusive style to a predominantly explosive one, should be linked with the gradual *differentiation of the magmas*¹⁰ inside a superficial magmatic chamber (HIRN et al., 1991). The final eruptive products of the Ellittico are, in fact, amongst the most differentiated of the Etnean area (ROMANO, 1982; FERLITO and CRISTOFOLINI, 1989; D'ORAZIO et al., 1997). It should not be neglected, however, that the clastic products became predominant when the volcano reached considerable dimensions and a high altitude (above 2500 m a.s.l.). At least one part of the epiclastic products were probably deposited in an environment favouring their formation, where the eruptive magma could come in contact with the glaciers or the glacierettes located on the high slopes of the volcano. These, melting during the eruptive events, significantly contributed to the fragmentation of the

⁷ *Epiclastic products*: dislocated clastic products

⁸ *Lahar*: is an Indonesian word for a rapidly flowing mixture of rock debris and water that originates on the slopes of a volcano. Lahars are also referred to as volcanic mudflows or debris flows. They form in a variety of ways, chiefly by the rapid melting of snow and ice by pyroclastic flows, intense rainfall on loose volcanic rock deposits (like in the tragic, well-known case of Sarno, Campania, Italy) or breakout of a lake dammed by volcanic deposits. According to their origin, there are hot or cold lahar, though the cold ones are preferably called mudflows.

⁹ *Relapse and flow pyroclastic products*: clastic material that forms during explosive eruptions following the expulsion of fragmented material coming from an eruptive vent. Generally, explosive eruptions are produced by very viscous magma charged with gas. The relapse pyroclastic products can form as a result of the collapse of eruptive clouds, which can raise several kilometers into the air and then settle over a wide area. Fine-grained materials (ash) are dissipated into the atmosphere by the wind and can travel a long distance (hundreds of km), while the rougher materials (lapilli, cinders and bombs) settle close to the eruptive vent. The flow pyroclastic products form as a result of the settling of a burning avalanche made of ash, pumice, rock fragments, volcanic gas and various material gathered on its way along the volcano's flank at speeds often higher than 100 km/h. The temperature inside the pyroclastic flow can exceed 500 °C, which is enough to burn the wood. Once deposited, the materials can deform, lose their shape, harden and melt together because of the high heat and the weight of the material laying above.

¹⁰ *Magmatic differentiation*: magma is molten or partially molten rock beneath the earth's surface. When the magma erupts onto the surface, it is called lava. Magma typically consists of (1) a liquid portion; (2) a solid portion made of minerals that crystallized directly from the melt; (3) solid rocks incorporated into the magma and picked up from the conduit or reservoir and called xenoliths (from the Greek *ksenons*, stranger + lithos, rock) or inclusions; and (4) dissolved gas. The quantity of crystallized minerals in the magma is proportional to its cooling; the more the magma going up from the mantle stops at the various levels inside the crust, the better chances it has to crystallize, forming lava with very large phenocrystals on the surface, visible to the naked eye (aphyric lava).

belched products and to the formation of lahar clastic deposits, which are more predominant and thicker towards the end of the stratigraphic sequence of the Ellittico (fig. 4 and 5).

One can find also detrital deposits of various entity at the base of the paleoslopes of the Ellittico, where they still emerge. One of these is located at the base of the outer flank of the Bove valley northern wall, where, however, the morphology is not clearly typical of frontal moraine ridges. This fact could mean that the deposit has an alluvial or volcanic origin, but it is also possible that the original formations did not last over the time because the deposit itself was further dislocated. Similar detrital deposits, though smaller, can be found at the base of the slope underlying Punta Lucia (fig. 3) intercalated in the upper portion of the stratigraphic sequence of the North-East Rift (GARDUÑO et al., 1997). In these cases, too, the deposits do not have a morphology typical of front moraine ridges; however, they indicate that periods of extended detrital accumulation often took place on the upper slopes of the volcano, contrary to what happens nowadays.

The topographic paleosurfaces of the Ellittico are covered with sub-rounded lava blocks, sometimes having metrical dimensions and heterogeneous lithology. In some cases, especially along the slope below the Pizzi Deneri (fig. 7), such blocks can be interpreted as "erratics". Extending this definition to all blocks would be a distortion, because different depositional mechanisms can explain the formation of these deposits: for example, explosive eruptions of phreatic-magmatic origin.

Fig. 4: see page 15

Fig. 5 and 6: see page 16

Morphological evidences

Large remnants of the ancient slopes of the Ellittico, spared by the more recent lava covers, are still emerging on the volcano's northern sector above 1500 m. On these slopes, NERI et alii (1994) carried out thorough geomorphological surveys, which were then integrated by the Author with as many detailed geological surveys, in preparation of a new geological map, scale 1:50.000, foglio Acireale, by the Servizio Geologico.

The outer slope of the Bove valley northern wall represents the widest part of an emerging portion of the Ellittico (fig. 7). The hydrographic grid, which cuts through it, is broken by the edge of the Bove Valley and now largely inactive (fig. 8). Funnel-shaped pits can be observed on the top; they probably formed at nivation niches, snow stretches or glacierettes (fig. 9). The grid interfluvi, mainly formed by plagioclase lava flows, are often eroded and decorticated of the scoriaceous part; sometimes they support rounded lava blocks of different lithology referred to as "erratics". This side of the Etna culminates with the Piano delle Concazze (fig. 7) representing the area where parts of the Ellittico caldera's rims still emerge.

Fig. 7: see page 17

This rim, though not very well preserved, has eroded into gentle, rounding formations. The impression is that the erosion could have been caused by a glacial cover, laying inside and around the edge of the caldera, moulding and smoothing the unevenness. Wide and deep erosive formations are on the outside of the Bove valley southern wall (fig. 2); they are partly aligned along tectonic directrices whose measured throw is however not enough to explain the depth and the extent of the erosion. These valleys cut the old slopes of pre-Ellittico eruptive units and are located at a lower altitude (2000-1000 m) than the erosive formations on the northern flank of the volcano below Pizzi Deneri. These huge erosive formations, now almost fossil, are older than the formation of the Bove valley (more than 15.000 years ago), and presumably took place under substantially different climatic conditions, either characterised by more abundant precipitation or linked to glacial sources continuously feeding this part of the draining net.

The above considerations do not allow to establish, with absolute certainty, the presence of glaciers on the slopes of Mt. Etna during the LGM. Decisive elements like moraines or striated pebbles are still missing; however they cannot easily form on active volcanoes and above all they cannot keep for a long time. The elements gathered prove anyway that such assumption is very likely, even though these glaciers were probably not very large or very thick.

Fig. 8: see page 18

On the basis of these considerations, one can try to estimate the possible extension of the glacial covers in relation to the morphologies of the volcano between LGM and the late glacial phase. Tridimensional reconstructions of the paleomorphologies of the Ellittico were attempted, both at the time of its max size and immediately after the formation of the summit caldera, projecting the extension of a possible glacial cover above such surfaces and estimating its mass.

5 – MORPHOLOGICAL RECONSTRUCTION OF THE VOLCANO DURING THE LGM AND POSSIBLE GLACIERS EXTENT.

The plano-altimetric reconstruction of the top area of the Etna has been carried out on the basis of some bibliographic references (ROMANO, 1982; FERLITO and CRISTOFOLINI, 1989; KIEFFER, 1985), integrating such

figures with numerous stratigraphic and morphological elements gathered on-site. The data highlighted the emerging paleosurfaces, those hidden by recent lava covers and those assumed to be in the areas where the erosion has cut deeply into the volcano. The area taken into consideration is located above 1500 m and refers to a period between 20.000 and 11.000 years ago, when LGM turned into a late glacial phase and volcanism began to move from Ellittico to the present status.

The fig. 3 shows (A) the present situation and (B) the one referring to the last period of activity of the Ellittico (20.000-15.000 years ago). According to this reconstruction, the Ellittico widely dominated the previous units in height and its setting over the ancient eruptive centres caused a deep East-West cut in the central part of the present Bove valley. It is credible that such impluvium initiated the deep erosive processes affecting the Etnean eastern flank from that time onwards.

Fig. 9: see page 19

By processing in digital form the topographic data obtained from the morphological and geological surveys, two different tridimensional models were created. One refers to the last phase of activity of the Ellittico (20.000-15.000 years ago), the other to a period soon after the formation of the collapse caldera (15.000-11.000 years ago; fig. 11). In the former case the volcano's sides were quite steep, except for the upper SE slope where the Ellittico overlaid more ancient sectors and produced a less steep area flowing into an East-West impluvium. In the latter case, the summit of the volcano above 3000 m resulted quite flat; the eruptive activity gradually filled the caldera depression by piling up layers of sub-horizontal lavas, which then overflowed the caldera and run down the underlying flanks. Based on the two tridimensional reconstructions showed in fig. 10, an assumption was made on the extent of the glacial covers, using the morphological elements verified on-site. In both cases the summit was assumed to be ice-free (fig. 11).

Fig. 10: see page 20 and 21

According to the first assumption (20.000-15.000 years ago), the perennial snowline was located at 2500 m (field data show morphological elements due to glacial agents up to 2200-2300 m). The estimated glacial cover could therefore extend to almost 37 square km. The thickest ice (about 90 m) was assumed to be in two areas (fig. 12A): a) on the northern flank, favoured by the slope's exposure; b) on the south-east flank, in this case favoured by the sub-flat morphology of the place, i.e. the saddle above 2700 m once located between the Ellittico and the older volcanic centres. The ice probably formed a strongly active glacial tongue flowing WNW-ESE and funneling into the cut existing at that time. On the basis of the assumed thickness (fig. 12A), the overall volume of the ice cover was nearly 1.5 cubic km (table 1).

Fig. 11: see page 21

According to the second hypothesis (15.000-11.000 years ago), the perennial snowline was located at 2750 m with a related glacial area of nearly 16.5 square km. In this second case, the glacier was situated near the caldera's edge of the Ellittico, which was probably characterised by some hollows caused by structural depression towards SE, SW and NE, the first of which was probably more marked than the others (fig. 11B). According to this scenario, the glacial covers were assumed to be definitely thinner (fig. 12B) with a total volume of about 0.6 cubic km (table 1).

6 – DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The surveys carried out on the ancient sides of the Ellittico have not highlighted the presence of well-preserved morainic deposits or striated pebbles, sure indicators of the existence of glaciers. However, many morphological and geological elements support the existence of a late-Pleistocene glacial cover. The volumetric and aerial reconstruction of the Etnean glaciers are based on this assumption, which is mainly speculative though reasonably legitimate; this is an attempt to interpret the recent past of the volcano now that its evolution has been affected by deep morphological, volcanologic and structural changes.

Fig. 12: see page 22

During the last phase of the Ellittico (20.000-15.000 years ago) the steep slope of the summit probably supported a thin glacial cover, except for two areas of the volcano located respectively on N and SE sides. An area of sub-flat morphology was situated in the second zone; this is the sector where the volcanic products of the Ellittico were lying on the most ancient volcanic centres; at 2700-3000 m of altitude the ice thickness could have been higher than in other areas. The meltwater were flowing mainly towards the East, at the impluvium determined by the overlapping limit of the Ellittico products over the sides of the ancient units. Moreover, these units were mainly consisting of breccia, pyroclastic products, volcanic waste and altered lavas, easily broken up and possibly subject to intense erosion already in this phase, anticipating the Bove valley that would evolve from the above-mentioned impluvium.

Magma-water interaction products can often be found in the upper sections of the Ellittico sequence. Probably these deposits formed with the help of the partial melting of the ice cover during the volcanic

activity. The central volcano's vent had no ice due both to the persisting volcanic activity and to the steep slope of the surrounding areas. The products belched from the top of the Ellittico reached the glaciers some hundred meters below, where the quick cooling probably caused their fragmentation. Melting part of the ice, they flowed further downhill and formed large lahar masses of a sandy-muddy matrix.

The lava flows that erupted from the cracks on the sides of the volcano underwent a different process. In that case, the lavas did not touch the ice cover and therefore they were subject to mechanical fragmentation only. This assumption could explain why the products of the same volcano are fragmented in the upper part of the unit and form abundant lahar deposits and dislocated breccias, while remaining substantially integral and not displaced in a distal position with respect to the central vents.

About 16.000-15.000 years ago, a sharp retreat probably started as a result of the thinning of the ice cover. This fact determined the decompression of the volcano's upper portion which, in turn, could have helped to trigger off the final explosive events of the Ellittico, dated 15.000 years ago, which deeply changed the morphology of the summit. The released energy was enough to destroy the last 700-800 meters of the unit, causing almost certainly the melting of most or of the whole ice cover. The meltwater released in such a short time could have stressed the ongoing erosion, thus triggering off the first gravitational collapses of large dimensions on the eastern flank of the volcano.

The decompression caused by the melting of the glacier, whose weight was estimated to be 1.2. billion tons (table 1), and by the disintegration of the upper part of the Ellittico could have been followed also by an isostatic resettlement of the whole volcano, perhaps determining the acceleration in the rate of uplifting of the Etnean area registered in the late Quaternary on a regional scale. Together with the formation of the caldera, a sub-flat surface originated above 3000 m; this could have favoured the accumulation and the preservation of the ice cover.

Tab. 1: see page 23

However, the progressive raising of the perennial snowline was working against its extension and thickness, confining it only to the upper reaches of the volcano. This late glacial phase, though not very marked, probably eroded the rim of the Ellittico caldera, producing rounded formations, overriding the marks left by the previous glacial phase and making them hardly recognisable. The end of this last phase, going back to 12.000-11.000 years ago, could have occurred in a relatively short time. The glacial meltwater could have set in motion an accelerated erosion of the soil, triggering off more gravitational collapses.

In conclusion, the coincidence between the end of the activity of the Ellittico, the late glacial phase of the LMG and the start of large gravitational collapses of the volcano's eastern flank cannot be neglected. The quick melting of the Etnean ice cap, influenced both by the climatic changes at world level and, probably, by the intense explosive activity, could have led to the release of large volumes of water along the sides of the volcano, which were mainly directed toward the impluvium once existing at the site of the present Bove valley. An accelerated erosion could have taken place in that sector; triggering off considerable gravitational collapses and significantly contributing to the morphological and structural instability, which characterised the whole of the Etnean eastern side and subsequently caused the formation of the large depression of the Bove valley.

Credits

The Author would like to express his rightful esteem to G. Pasquarè, who first suggested reviewing the possible existence of Etnean Pleistocene glaciers; to G. Orombelli, who provided a fundamental critical support to the preparation of this work. A singular and higher merit goes to A. Galluccio, who was capable of turning a common, painful stay in hospital into a wonderful opportunity for scientific investigation. I would like to thank also the proof-readers of this article, which was significantly improved after their accurate work. The glossary support was provided by the websites www.educeth.cb/stromboli/index-i.html e www.ge-at.iastate.edu/courses/Geol_100/glossary.html.

REFERENCES (see page 24-25)

Paola Tognini (*)

CONSIDERAZIONI TEORICHE SULLA STRUTTURA E SUL FUNZIONAMENTO DEGLI ACQUIFERI ENDO- E SOTTOGLACIALI: IL CONTRIBUTO DELLA SPELEOLOGIA GLACIALE

1 - INTRODUZIONE

In un articolo apparso sul n. 4 di *Terra glacialis* (TOGNINI, 2001) è stato presentato un sunto delle conoscenze attuali inerenti la genesi e l'evoluzione delle grotte endo- e sottoglaciali, descrivendone le morfologie e le caratteristiche e sottolineando come questi studi potessero portare interessanti contributi alla comprensione della dinamica dei ghiacciai.

Per completare il quadro delle conoscenze, è interessante prendere ora in considerazione le cavità criocarsiche non più dal punto di vista genetico e morfologico, ma in base alle modalità di scorrimento e di immagazzinamento delle acque endo- e sottoglaciali, studiando i sistemi acquiferi presenti all'interno di un ghiacciaio dal punto di vista idrodinamico.

Questo è un terreno di ricerca ancora praticamente vergine: sono infatti pochi i lavori che si occupano dello studio degli acquiferi glaciali e questo, insieme alle oggettive difficoltà di raccolta di dati di terreno, contribuisce a tenere in vita alcune "credenze", tuttora assai diffuse, circa la circolazione delle acque e la loro distribuzione all'interno del ghiacciaio.

Si può affermare che la conoscenza della superficie di un ghiacciaio e delle sue risposte a sollecitazioni climatiche abbia raggiunto livelli assai elevati, grazie anche al grande numero di ricercatori che vi si dedicano; ma lo sviluppo delle conoscenze delle parti profonde non è purtroppo andato di pari passo. La maggior parte dei lavori di ricerca si concentra infatti sulla superficie e alla fronte e quando, con sondaggi e carotaggi, si scende in profondità nella massa di ghiaccio, è in genere per scopi molto diversi (per esempio, prelievo di carote per analisi isotopiche e datazioni), che esulano dall'indagine degli acquiferi endo- e sottoglaciali. Eppure, la comprensione dei meccanismi di circolazione idrica all'interno di un ghiacciaio e la formulazione di modelli sulla struttura e sull'organizzazione interna degli acquiferi permetterebbero di comprendere meglio il comportamento di un ghiacciaio, facendo luce anche su alcuni fenomeni particolari, come, per esempio, le rotte dei torrenti sottoglaciali. Tali fenomeni, tanto repentini quanto distruttivi, sembrano essere il tratto caratteristico del comportamento di alcuni ghiacciai: i molti interrogativi che pongono, ancora poco conosciuti, stanno ora trovando una risposta proprio grazie all'avanzare delle conoscenze sul funzionamento degli acquiferi glaciali (BADINO, 1999).

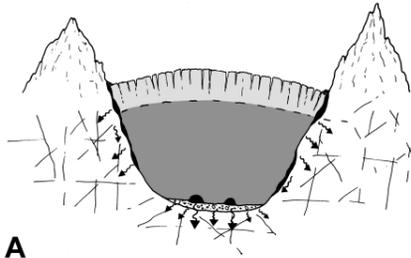
Non si dimentichi, inoltre, che la captazione a scopi idroelettrici di acque provenienti da ghiacciai è molto comune, anche nelle nostre montagne, e che in molte aree montane in zone aride le acque glaciali rappresentano l'unica fonte di approvvigionamento idrico: è evidente, quindi, come una miglior conoscenza dei sistemi acquiferi che forniscono tali acque sia un passo fondamentale per una migliore pianificazione e un più razionale sfruttamento delle risorse naturali.

Sicuramente, le informazioni sulle modalità di circolazione idrica all'interno di un ghiacciaio non sono facili da acquisire e, poiché non è possibile, se non in rarissimi casi, avere accesso diretto ai sistemi, è necessario applicare metodi di indagine indiretta, sicuramente più difficoltosi e più dispendiosi sia dal punto di vista economico sia in termini di tempo, quello necessario all'acquisizione dei dati, tutti fattori che limitano la ricerca in questo campo. Si è tuttavia osservato

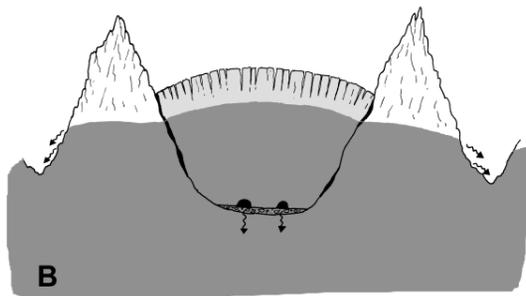
* Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli, 34, 20133 – Milano - Italy; Gruppo Grotte Milano CAI- SEM, Società Speleologica Italiana; tel./fax: 031-860777; e-mail paolatognini@iol.it



come le cavità endoglaciali si strutturano in sistemi che, nell'organizzazione spaziale e nelle morfologie, presentano spiccatissime ed evidenti analogie con i sistemi di cavità carsiche in roccia (BADINO E PICCINI, 1995; TOGNINI, 2001). Questa analogia può essere estesa anche al funzionamento idrodinamico degli acquiferi ospitati all'interno e alla base di ogni ghiacciaio, allo studio dei quali si possono quindi applicare modelli e metodi di indagine propri dello studio degli acquiferi carsici.



A



B

Fig. 1: rapporti tra falda acquifera endoglaciale e ammasso roccioso circostante nell'ipotesi di acquifero endoglaciale costituito da una falda continua: sono evidenti le incongruenze del modello con la realtà osservabile. In grigio scuro la zona saturata.

Fig. 1: relationship between the endoglacial waterbed and the surrounding rocky mass, assuming an endoglacial aquifer formed by a continuous watertable. The incongruity of the model with the reality is evident. Dark grey: the saturated zone.

2 - L'ACQUIFERO ENDOGLACIALE: IL MODELLO PIÙ COMUNE

La circolazione delle acque endo- e subglaciali è un argomento di non facile presentazione e tuttora fortemente dibattuto, anche perché l'accesso diretto ai sistemi acquiferi glaciali è limitato a una porzione molto ristretta: questa scarsa evidenza in superficie della struttura profonda ha fatto sì che siano ancora piuttosto diffusi alcuni concetti e modelli che si discostano molto dalla realtà.

Molto diffusa è per esempio l'idea che la massa di un ghiacciaio sia completamente saturata d'acqua al di sotto di una certa profondità, per l'esistenza di un'unica falda acquifera, che impregna tutti i vuoti e i pori del ghiaccio come un corpo idrico continuo fino alla base del ghiacciaio, dove le acque si organizzano in un deflusso in canali sottoglaciali al contatto con il substrato impermeabile. In questo modello, tutti i vuoti, le discontinuità e i pori sono immaginati tra loro interconnessi e occupati da acqua, che forma quindi una *falda continua*, delimitata verso l'alto da una superficie (la superficie piezometrica) anch'essa continua, che separa fisicamente la zona saturata dalla





zona non satura. In realtà, questo modello è valido soltanto in acquiferi permeabili per porosità (si pensi, ad esempio, alla similitudine di questo modello con la circolazione di acque sotterranee all'interno di corpi sabbiosi). Purtroppo, questo è, in pratica, il solo modello di acquifero ben conosciuto e che fa, per così dire, parte del patrimonio culturale se non della maggior parte dei ricercatori, almeno dell'immaginario collettivo: la struttura e l'organizzazione degli acquiferi carsici, che abbiamo detto presentare molte analogie con quella degli acquiferi glaciali, suggeriscono, invece, un quadro assai diverso.

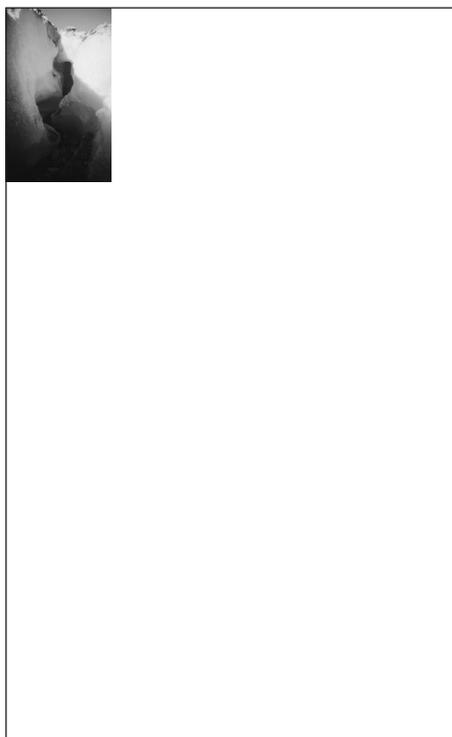


Foto 1: il ricoprimento di una bédère superficiale da parte di un manto di neve può creare cavità epiglaciali che possono sopravvivere alla stagione estiva se la neve si trasforma in firn (Ghiacciaio dei Forni) (M. Inglese).

Photo 1: the covering of a surface bédère by a snow blanket can create epiglacial cavities which can survive to the summer if the snow changes into firn. (M. Inglese).

Foto 2: se la neve vecchia e il firn che ricoprono una cavità epiglaciale si trasformano in ghiaccio, si possono originare cavità meandriiformi stabili nel tempo (Ghiacciaio del Morteratsch, Engadina, CH) (M. Inglese).

Photo 2: if the old snow and the firn covering an epiglacial cavity change into ice, winding, long lasting cavities can originate (the Morteratsch Glacier, Engadina, CH) (M. Inglese).

Oltre alle analogie con sistemi a circolazione carsica, molte osservazioni di terreno concorrono a invalidare il modello dalla *falda continua*. Perforazioni e sondaggi a varie profondità e prospezioni radar, sismiche ed elettriche, anche se generalmente non eseguiti a scopi idrologici, mostrano in realtà che la distribuzione delle acque all'interno di un ghiacciaio è discontinua, con zone impermeabili prive di acqua, zone in cui l'acqua è presente all'interno di fratture o discontinuità meccaniche, e vuoti di varia origine, anche di grandi dimensioni, che ospitano ingenti volumi di acqua: è comune la segnalazione di vasti corpi idrici, che sembrerebbero costituire laghi endo- e sottoglaciali (EYLES, 1983, PATERSON, 1994): si pensi, un esempio per tutti, al grande lago Vostok in Antartide.



Il modello precedentemente descritto presuppone inoltre che la falda acquifera contenuta all'interno di un ghiacciaio sia a diretto contatto con il substrato roccioso che ne delimita lateralmente la massa. Questo implica due possibili scenari:

1- nell'ipotesi dell'assenza di una zona satura all'interno dell'ammasso roccioso (caso assai comune, poiché il livello di base dei rilievi circostanti non è generalmente influenzato dalla presenza del ghiacciaio), la falda acquifera del ghiacciaio presenterebbe delle forti perdite ai lati (fig. 1A), che, data la generale elevata permeabilità per fratturazione delle rocce circostanti, potrebbero arrivare a drenare la totalità dell'acquifero: un semplice bilancio idrologico tra le portate entranti nel sistema endo- e sottoglaciale (attraverso gli inghiottitoi glaciali) e le portate uscenti alla fronte permette di stabilire che, se anche ci sono delle perdite, queste sono in genere assai modeste, permettendo così di escludere questa prima possibilità. Si osservano inoltre numerose cavità, per lo più effimere e di breve esistenza, generate al contatto ghiaccio - roccia dal ritardo con cui il ghiaccio, plastico e viscoso, si adatta alla forma del substrato roccioso durante il suo movimento verso valle: tali cavità, ovviamente, causerebbero forti perdite al sistema acquifero endoglaciale che vedrebbe la maggior parte delle proprie acque drenate in posizione sottoglaciale;

2 - la sola possibilità di esistenza di una zona satura continua all'interno di un ghiacciaio richiede che questa sia in equilibrio con la zona satura dell'ammasso roccioso circostante, costituendo con questa un'unica falda continua (fig. 1B): la generale assenza di sorgenti in roccia diffuse in aree limitrofe al ghiacciaio mostra che normalmente la roccia circostante il ghiacciaio non presenta alcuna zona satura, ma soltanto una circolazione idrica discontinua attraverso fratture; anche questa osservazione sembra quindi non confermare l'ipotesi dell'esistenza di un'unica falda acquifera continua all'interno di un ghiacciaio.



Foto 3 : la cattura di corsi d'acqua superficiali da parte di inghiottitoi glaciali alimenta l'acquifero endoglaciale (Ghiacciaio dei Forni) (M. Inglese).

Photo 3: the capture of superficial watercourses by glacial sinkholes feeds the endoglacial aquifer (the Forni Glacier) (M. Inglese).

Oltre a questo, studi sui sedimenti presenti in sistemi di cavità carsiche sulle pareti di grandi vallate un tempo occupate da ghiacciai (WARWICH, 1956; BAKER, 1968; FORD, 1977; 1983; 1986; 1989; 1992), e, per rimanere nelle nostre zone, nella valle attualmente occupata dal Lago di Como (BINI, 1994; BINI et al., 1998) mostrano che, quando queste erano occupate dai grandi ghiacciai



vallivi plio-pleistocenici, non esisteva una zona satura continua tra ghiaccio e roccia ma, piuttosto, il ghiacciaio si comportava come un mezzo impermeabile che veniva a sigillare le sorgenti e gli ingressi carsici (fig. 2): soltanto rarissimi esempi fanno pensare a un'alimentazione diretta di sistemi di cavità in roccia da parte di acque glaciali. Questi sono messi in relazione con lo stazionamento della superficie del ghiacciaio in corrispondenza dell'ingresso della cavità, che provocava la formazione di laghi endocarsici con sedimentazione di depositi lacustri (fig. 3), o con la cattura di *bédiers* superficiali da parte di ingressi di cavità in roccia, che provocava il trasporto di sedimenti di tipo alluvionale all'interno delle stesse.

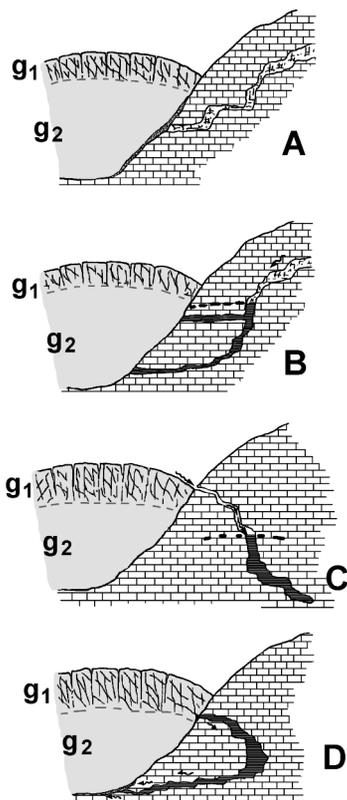


Fig. 2: possibili modelli di circolazione idrica in sistemi carsici al margine di un ghiacciaio, come dedotti dall'analisi di sedimenti di grotte in aree occupate dai grandi ghiacciai vallivi plio-pleistocenici.

A = sistema isolato; B = sistema completamente allagato; C = sistema che inghiotte acqua da un ingresso posto al margine del ghiacciaio; D = sistema che inghiotte acqua da un ingresso in posizione subglaciale.

Il ghiacciaio è suddiviso in due strati, a comportamento fragile (g_1) e a comportamento plastico (g_2); in grigio scuro, le zone allagate. In tutti i casi, è evidente l'assenza di una zona satura continua all'interno del ghiacciaio. (da Bini et al., 1998)

Fig. 2: possible models of water circulation in karst systems at the glacier's edge, as obtained by the analysis of the sediments of caves in areas occupied by large Plio-Pleistocene valley glaciers.

A = isolated system; B = completely flooded system; C = system swallowing water from an entrance located at the glacier's edge; D = system swallowing water from an entrance in a subglacial position.

The glacier is divided into two layers, a fragile one (g_1) and a plastic one (g_2); dark grey the flooded zones. In all cases, the absence of a continuous saturated zone inside the glacier is evident. (from Bini et al., 1998).

L'alimentazione di un acquifero carsico da parte di acquiferi endoglaciali confinanti appare perciò aleatoria e casuale. La struttura di entrambi fa sì che non possa verificarsi una vera e propria continuità tra le due zone sature, essendo questa legata all'instaurarsi di una connessione diretta di un condotto allagato endoglaciale con un condotto carsico aperto lungo i versanti, eventualità certamente non impossibile, ma sicuramente assai poco probabile (fig. 2). Si tratta comunque di situazioni locali, che variano in modo estremamente dinamico in relazione ai movimenti del ghiacciaio e alle variazioni della "superficie piezometrica" di entrambi gli acquiferi.

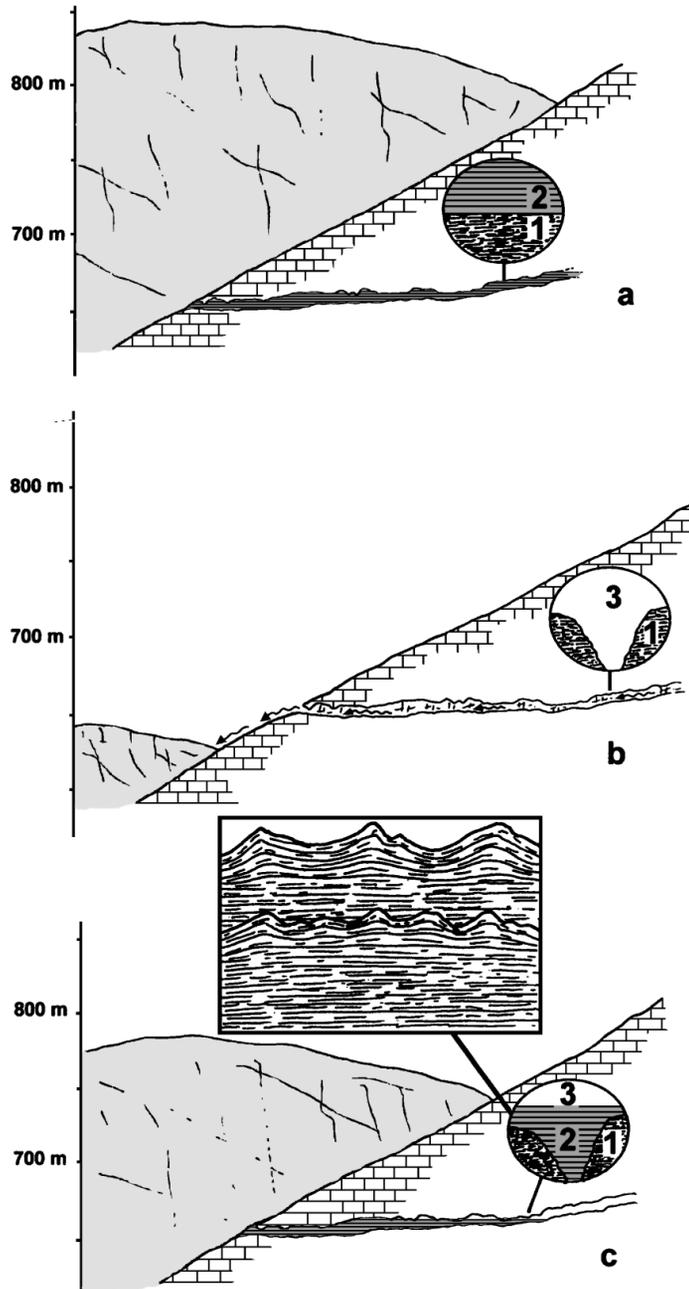
3 - GLI ACQUIFERI CARSICI, MODELLO DEGLI ACQUIFERI ENDOGLACIALI

Va sottolineato preliminarmente che, mentre per gli acquiferi carsici concetti e modelli sono stati costruiti e continuamente rivisti sulla base di indagini dirette ed indirette su un grande numero di casi reali (MANGIN, 1974; KIRALY, 1975; BAKALOWICZ, 1979; BAKALOWICZ E MANGIN, 1980;





BOEGLI, 1980; FORD e WILLIAMS, 1989), per gli acquiferi glaciali si tratta di estrapolazioni per lo più teoriche, mancando ancora una base di dati e osservazioni sufficientemente ampia. Molte osservazioni di terreno, però, sembrano confermare la validità del modello carsico anche in ambito glaciale. Prima di presentare la struttura e la distribuzione delle acque all'interno di un ghiacciaio, sembra opportuno fare una piccola premessa sulle principali caratteristiche che gli acquiferi carsici condividono con gli acquiferi glaciali.



La circolazione idrica

In un generico mezzo poroso (per esempio, una sabbia) i vuoti tra loro interconnessi (che definiscono la conducibilità idraulica del mezzo, cioè l'attitudine a permettere il movimento di acqua) sono distribuiti in modo omogeneo e sono spesso di dimensioni relativamente piccole e uniformi: l'acqua costituisce una falda continua, che si muove in modo diffuso all'interno dei vuoti (CASTANY, 1982) (fig. 4A). Il ghiaccio, ma anche la maggior parte delle rocce consolidate (come, per esempio, un calcare o un granito), al contrario, è praticamente impermeabile; non contiene, cioè, vuoti "primari" sufficientemente grandi e tra loro interconnessi da permettere la circolazione attiva di acque in profondità: il ghiaccio compatto risulta, infatti, virtualmente non permeabile alla circolazione intergranulare (NYE, 1952, 1953; ROTHLIESBERGER, 1972; PATERSON, 1994; ERASO e PULINA, 1994; LLIBOUTRY, 1964). Perché l'acqua possa muoversi all'interno di una massa di ghiaccio è necessario che questa contenga delle discontinuità secondarie, di origine meccanica, come per esempio sistemi di fratture sviluppati in corrispondenza di zone del ghiacciaio sottoposte a tensioni a causa dell'andamento del substrato roccioso, della topografia della superficie o ancora di movimenti e spinte differenziali (ERASO e PULINA, 1994; SHREVE, 1972; ROTHLIESBERGER, 1972). Alcune di queste fratture sono abbastanza aperte, continue e tra loro interconnesse da permettere il passaggio dell'acqua. In un sistema permeabile per fratturazione, l'acqua può essere presente soltanto all'interno delle discontinuità meccaniche, mentre le porzioni di ghiaccio o roccia tra una discontinuità e l'altra risultano virtualmente asciutte (fig. 4B). Ne deriva che la circolazione idrica avviene con modalità differenti rispetto a un mezzo poroso: le acque sono costrette a seguire l'andamento delle discontinuità, con percorsi più complessi.

La situazione è complicata dal fatto che il passaggio dell'acqua, a temperatura maggiore di quella del ghiaccio, determina una criocarsificazione, con progressivo allargamento di alcune discontinuità, che originano condotti anche di grandi dimensioni, come del resto accade in un ammasso roccioso in cui si sviluppano sistemi di cavità carsiche. La velocità di scorrimento delle acque è chiaramente diversa in una piccola fessura o in un grande condotto.

In un mezzo poroso, l'acqua si muove spinta dal *gradiente idraulico* (è il rapporto tra la differenza di quota tra punto di assorbimento e punto di sorgente e la distanza tra i due punti), secondo il percorso idrico più breve, vale a dire quello per il quale il gradiente idraulico è il più elevato possibile (e quindi è maggiore la dissipazione di energia): tra i tanti canalicoli formati dai pori intergranulari, l'acqua sceglierà il percorso più breve e lineare possibile (fig. 5A). Se l'acqua invece si muove attraverso reticoli di discontinuità meccaniche, non è più possibile che segua il percorso più breve, lungo la direzione massima del gradiente idraulico, essendo condizionata dalla presenza o meno di vuoti lungo tale direzione (fig. 5B): tra tutti i possibili percorsi, saranno favoriti quelli lungo le discontinuità a maggiore conducibilità idraulica (cioè più aperte) con orientazione più vicina possibile a quella del massimo gradiente idraulico (MANGIN, 1974; BOEGLI, 1980; FORD e WILLIAMS, 1989; KIRALY, 1975). Le discontinuità lungo le quali si concentrano i deflussi saranno quelle più intensamente carsificate, che evolveranno in sistemi di gallerie e condotte.

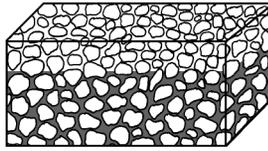
Nella pagina accanto:

Fig. 3: l'analisi di strutture particolari ("plastici argillosi") nei sedimenti del Buco della Volpe (M. Bisbino, Cernobbio, Como) permette di ricostruire i rapporti della cavità con il ghiacciaio dell'Adda nel corso dell'ultimo episodio di avanzata glaciale.

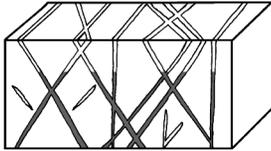
LEGENDA: in grigio chiaro, il ghiacciaio; 1 = sedimenti fini laminati; 2 = acqua (in grigio scuro); 3 = aria. In "a" il ghiacciaio copre completamente il sistema e la grotta è allagata: si depositano sedimenti fini laminati. In "b" il ghiacciaio ritirandosi provoca lo svuotamento improvviso della grotta e l'erosione dei depositi precedenti. In "c" il ghiacciaio avanza nuovamente, la grotta si allaga. Successive fasi di avanzata e di ritiro come in "c" e "b" provocano la formazione di plastici. Nel riquadro è riportata la struttura dei plastici. (da Bini et al., 1998).

Fig. 3: the analysis of particular structures (the "plastic clays") in the sediments of the Buco della Volpe (M. Bisbino, Cernobbio, Como) reconstructs the relationship of the caves with the Adda glacier during the last glacier advance phase.

LEGEND: light grey, the glacier; 1 = fine laminated sediments; 2 = water (dark grey); 3 = air; "a": the glacier completely covers the system and the cave is flooded; fine laminated sediments deposit; "b": the retreating glacier causes the sudden emptying of the cave and the erosion of previous deposits; "c": the glacier advances once again, the cave is flooded. Successive advance and retreat phases like "c" and "b" cause the formation of plastic clays. The frame contains the structure of the plastic clays. (from Bini et al., 1998).



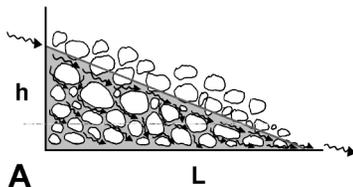
A



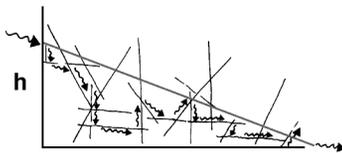
B

Fig. 4: A: in un mezzo poroso, l'acqua occupa tutti i piccoli vuoti intergranulari (purché siano tra loro comunicanti), costituendo una falda idrica continua; B: in un mezzo fratturato, la spaziatura tra un vuoto e l'altro è molto più grande, e l'acqua occupa soltanto gli spazi lungo le superfici di frattura, mentre è assente nella roccia non fratturata, praticamente impermeabile.

Fig. 4: A: in porous means the water occupies all the small intergranular spaces (as long as they are communicating), forming a continuous watertable; B: in fractured means, the area between one space and the other is much larger and the water occupies only the spaces along the cracked surface, while there is no water in the non-cracked rock, which is practically impermeable.



A



B

Fig. 5: il percorso dell'acqua sotto la spinta del gradiente idraulico (b/L): in un mezzo poroso (A), l'acqua è libera di seguire, muovendosi nei canali intergranulari, la direzione di massimo gradiente idraulico (linea grigia), mentre in un mezzo fratturato (B), il percorso dell'acqua è condizionato dalla presenza di fratture e dalla loro conducibilità idraulica: si osservino la maggior tortuosità e lunghezza del percorso nel caso B e il fatto che l'acqua non può attraversare la roccia, o il ghiaccio, impermeabile.

Fig. 5: the water route under the thrust of the hydraulic gradient (b/L): in porous means (A), the water is free to follow the direction of the max hydraulic gradient by moving along the intergranular canals (grey line), while in cracked means (B) the water route is influenced by the presence of cracks and by their hydraulic conductivity. The higher tortuosity and the length of the route, case B, is due to the fact that the water cannot go through the impermeable rock or the ice.

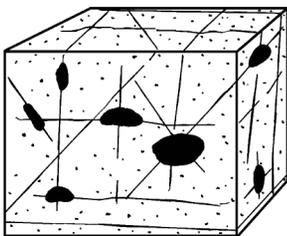
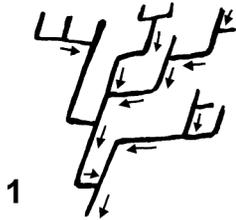


Fig. 6: in un mezzo roccioso carsificato, ma anche in un ghiacciaio, l'acqua può circolare nei pori intergranulari, nelle fratture o in grandi condotti carsificati. Nel ghiaccio, la circolazione nei pori intergranulari è generalmente ridotta, in particolare nelle parti più profonde.

Fig. 6: in karst rocky means, but also in a glacier, the water can circulate in the intergranular pores, in the cracks or in large karst mains. In the ice the circulation in the intergranular pores is generally limited to the deeper parts.

ORGANIZZAZIONE DELLA RETE DI DRENAGGIO



1
rete a primario dominante



2
rete a dreni interdipendenti



3
rete a circolazione dispersiva

Fig. 7: diverse tipologie di circolazione idrica in acquiferi carsificati, in funzione dell'importanza dei dreni carsici e della spaziatura tra i diversi sistemi di fratture. (da Uggeri e Vigna, 1992). Nel caso 1, si osserverà un idrogramma come in figura 9a, nel caso 3, come in figura 9b).

Fig. 7: different types of water circulation in karst aquifers depending on the importance of the karst drains and on the space between the crack systems. (from Uggeri and Vigna, 1992). Case 1 will be a hydrogram like fig. 9a, case 3 like fig. 9b).

Tanto più la circolazione idrica è dominata dalla presenza di gallerie e condotti carsici, tanto maggiore sarà il grado di organizzazione del drenaggio sotterraneo o endoglaciale, e la circolazione sarà concentrata in poche gallerie di grandi dimensioni. Ovviamente, essendo di norma presenti sia reticoli di fratture sia condotti carsificati, gli acquiferi carsici ed endoglaciali presentano comportamenti particolari, che derivano dalla sovrapposizione di sottosistemi di drenaggio con caratteristiche diverse. KIRALY (1975) e MANGIN (1974) propongono di rappresentare la permeabilità di un ammasso roccioso carsificato come un insieme di condotti carsici di grandi dimensioni, ma relativamente poco frequenti (i cosiddetti *dreni principali*), a conducibilità idraulica elevatissima, che drenano blocchi di dimensioni variabili di materiale impermeabile attraversato da sistemi di fratture numerosi, ma di bassa conducibilità idraulica (i cosiddetti *sistemi annessi*) (fig. 6). Ovviamente, in funzione del grado di sviluppo di sistemi di cavità carsiche o criocarsiche, è possibile osservare tutta la gamma di comportamenti intermedi fra quello di acquiferi fratturati e quello di acquiferi intensamente carsificati (fig. 7) (UGGERI e VIGNA, 1992).

Metodi di studio

Poiché gli acquiferi non sono sistemi lineari, non vale il principio di sovrapposizione, per cui non è possibile studiare separatamente le diverse parti e poi sommarne gli effetti (KIRALY, 1975): l'acquifero deve essere studiato nel suo complesso; da qui la necessità di applicare metodi particolari allo studio di questi sistemi.

In un mezzo poroso, i metodi di indagine si basano sul presupposto teorico di una distribuzione dei vuoti uniforme, omogenea e isotropa all'interno dell'intero acquifero: questo permette di stabilire delle semplici leggi matematiche che ne rappresentino il funzionamento (come, per esempio, la ben nota *legge di Darcy*, che mette in relazione la velocità di deflusso, la conducibilità idraulica e il gradiente idraulico in un mezzo poroso) (CASTANY, 1982).

Negli acquiferi carsici e criocarsici, l'intervento di fenomeni di carsificazione porta a un allargamento preferenziale di alcuni vuoti a scapito di altri, con una distribuzione anisotropa e casuale delle discontinuità in cui circolano le acque sotterranee o endoglaciali. Ciò non solo rende impossibile rappresentare il comportamento dell'acquifero con una equazione lineare, ma fa sì che ogni acquifero sia caratterizzato da una sua propria equazione, diversa da un caso all'altro, che deve essere ricavata per via empirica (MANGIN, 1974).

Le cose sono rese ancora più complicate dal fatto che la distribuzione dei vuoti è soggetta a variazioni nel tempo con il procedere della carsificazione (MANGIN, 1974). All'interno di un ghiacciaio, poi, la distribuzione di discontinuità meccaniche, vuoti e condotti criocarsici ha una variabilità nel tempo ancora maggiore: non solo la carsificazione procede nel tempo, ma la risposta del ghiaccio, fragile, ma al contempo plastica, a sollecitazioni meccaniche legate al movimento, rende la situazione ancora più dinamica, con continue creazioni e saldature di fratture, modificazioni delle morfologie e delle dimensioni di condotti e gallerie, fino alla totale occlusione, variando senza soste la circolazione idrica all'interno e alla base del ghiacciaio.

Questi continui mutamenti nelle dimensioni e nella distribuzione dei vuoti rendono ragione di alcuni comportamenti anomali e particolari degli acquiferi glaciali, in cui spesso si osservano repentine variazioni della superficie piezometrica e rapidissimi riempimenti o svuotamenti di condotti che, se interessano corpi idrici endo- o sottoglaciali di una certa dimensione, possono provocare improvvise variazioni di portata dei torrenti sottoglaciali, le cosiddette *rotte glaciali* (talvolta associate a *surge*, con avanzamento rapido dell'intero corpo del ghiacciaio), fenomeni tra i più distruttivi e pericolosi in ambito glaciale (BADINO, 1999). In una simile situazione, è evidente come sia assai difficoltosa una sintesi del comportamento di questi acquiferi mediante un modello matematico (BADINO, 1994; ERASO et al., 1994; MAVLYUDOV, 1995, 1999), non essendo possibile ottenere leggi statistiche in grado di rappresentare la distribuzione dei vuoti.

Ne segue che lo studio di acquiferi di questi tipo, per essere rappresentativo del funzionamento di tutto l'acquifero, deve essere condotto globalmente alla scala dell'intero sistema carsico, con metodi empirici basati su un grande numero di osservazioni e misure di terreno. I metodi di studio sono quindi analoghi a quelli utilizzati nell'analisi dei sistemi idrografici superficiali a scala regionale (MANGIN, 1974). Innanzitutto, occorre eseguire un bilancio idrologico e delimitare il bacino idrogeologico del sistema. Nel caso di sistemi endoglaciali, la delimitazione del bacino idrogeologico sembra più semplice che in un ammasso roccioso, ma occorre tenere presente che si devono considerare non solo precipitazioni e ablazione sulla superficie del ghiacciaio, ma anche l'eventuale alimentazione da parte di sistemi estranei al corpo del ghiacciaio stesso (per esempio, corsi d'acqua provenienti dalle pareti, ma anche eventuali sorgenti presenti alla base o lungo le sponde del ghiacciaio).

Successivamente, si applica il cosiddetto metodo della "scatola nera" (MANGIN, 1974), utilizzato per conoscere il comportamento di sistemi complessi non rappresentabili da funzioni semplici e lineari: il metodo consiste nell'analizzare la modulazione (cioè le modifiche) che una funzione nota "input" (per esempio, la serie cronologica delle portate che alimentano il sistema) subisce nell'attraversare il sistema, venendo "restituita" sotto forma di funzione "output" (per esempio, la serie cronologica delle portate alle sorgenti del sistema). La funzione matematica che trasforma la funzione input delle portate entranti nella funzione output delle portate uscenti, detta *funzione di trasferimento*, è la rappresentazione matematica della legge di funzionamento del sistema e permette di valutare importanti parametri, come le velocità di deflusso, la presenza e il volume di un'eventuale zona satura, i tempi di residenza delle acque nell'acquifero, la conducibilità idraulica e la trasmissività, la presenza e il volume di riserve dinamiche, ecc.

Nel caso di acquiferi carsici, oltre alle portate idriche si possono considerare altri parametri, come per esempio le variazioni del chimismo delle acque (BAKALOWICZ, 1979; BAKALOWICZ e MANGIN, 1980; BOEGLI, 1980; FORD e WILLIAMS, 1989), che danno un'idea del tempo di residenza delle acque nell'acquifero, essendo questo direttamente proporzionale al grado di mineralizzazione. Tale tipo di analisi non è ovviamente significativo nel caso di acquiferi glaciali, dove l'acqua scorre a contatto di ghiaccio, la cui fusione aumenta la portata idrica, ma ovviamente non influisce in modo significativo sul chimismo delle acque stesse. L'unica informazione interessante che un'eventuale analisi chimica potrebbe fornire riguarda la possibilità di apporti occulti da parte di acque esterne al ghiacciaio (per esempio, sorgenti sottoglaciali). Il grado di mineralizzazione delle acque glaciali potrebbe anche dare un'idea della lunghezza del percorso a contatto con le rocce del substrato, e, quindi, dell'importanza dell'acquifero sottoglaciale (GRISELIN et al., 1994). Si tratta tuttavia di un'eventualità del tutto teorica, essendo i tempi di residenza molto ridotti e le velocità di scorrimento in genere troppo elevate per poter avere apprezzabili variazioni del chimismo, anche nel caso di substrato costituito da rocce molto solubili.

Un'utilissima integrazione all'analisi idrografica, applicabile con facilità allo studio degli acquiferi criocarsici, è rappresentata da test con traccianti: in questo caso si osserva la modulazione che subisce, attraversando l'acquifero, una sostanza estranea artificialmente immessa in quantità e con modalità note (funzione input) nell'acquifero stesso.



Foto 4: i movimenti del ghiacciaio possono determinare temporanee ostruzioni alle vie di drenaggio endoglaciali e provocare l'allagamento di cavità, come nel caso di questo mulino allagato sul Ghiacciaio dei Forni: si noti come restino visibili le morfologie della cavità e della bédrière che la alimenta (M. Inglese).

Photo 4: glacier movements can determine the temporary obstruction of the endoglacial drain routes and cause the flooding of the cavities, as in the case of this flooded moulin on the Forni Glacier: The morphology of the cavity and of the bédrières feeding it are visible. (M. Inglese).

Il funzionamento dell'acquifero

Le caratteristiche della funzione di trasferimento, che è una curva matematica, possono dare importanti informazioni sulla struttura dell'acquifero e sulle sue riserve, in particolare sul regime di deflusso (in zona saturata o a pelo libero), sulla prevalenza di un tipo di circolazione sugli altri (circolazione diffusa, assimilabile a un mezzo poroso, per fratturazione o per grandi dreni carsificati) (figg. 8 e 9)

Per la corretta interpretazione di un *idrogramma*, è necessario conoscere il meccanismo di propagazione delle piene (più in generale, di un evento piovoso o di fusione) in un sistema carsico, che permette di riconoscere con sicurezza alcuni tratti fondamentali e caratteristici della circolazione

per condotti carsici (MANGIN, 1974; BAKALOWICZ, 1979; BAKALOWICZ e MANGIN, 1980; BOEGLI, 1980; FORD e WILLIAMS, 1989) (fig. 8). Tali tratti saranno più o meno marcati a seconda del prevalere di una circolazione francamente carsica (fig. 9a) piuttosto che di tipo diffuso (fig. 9b) e il riconoscimento della preponderanza dell'uno o dell'altro costituisce un ottimo strumento di analisi preliminare per inquadrare il tipo di funzionamento idrodinamico.

In generale, le acque di piena attraversano la zona non satura come un'onda cinematica che in canali a pelo libero si propaga con velocità del 30% maggiori rispetto alla velocità dell'acqua (FORD e WILLIAMS, 1989) (attenzione quindi a non confondere l'arrivo dell'onda di piena con l'arrivo "fisico" delle acque di infiltrazione). All'arrivo delle acque di piena nella zona satura, il brusco aumento del carico idraulico innesca quello che è l'effetto più caratteristico di questo tipo di acquiferi: per effetto di "pistonaggio" idraulico, una parte dell'acqua immagazzinata nella zona satura viene spinta all'esterno da un'onda di pressione, la cui propagazione avviene alla velocità del suono (FORD e WILLIAMS, 1989). Questo evento determina la comparsa nell'idrogramma di un picco di portata molto marcato (2, in fig. 8), seguito da una fase di esaurimento della piena, in cui si osserva l'arrivo dell'acqua che circola attraverso i sistemi annessi, per fessure (3 e 4, in fig. 8) che restituiscono più lentamente l'acqua immagazzinata durante la piena, fino al graduale ripristino del normale flusso di magra (5, in fig. 8).

Per gli acquiferi carsici, l'analisi chimica nel corso dell'evento di piena permette di stabilire con sicurezza la provenienza delle acque (le acque di infiltrazione recente sono poco mineralizzate, o addirittura ancora aggressive, quelle residenti nell'acquifero e fuoriuscite per pistonaggio sono molto mineralizzate, ecc.), ma questo ovviamente non è possibile per un sistema glaciale: la similitudine delle curve di esaurimento delle piene, però, suggerisce che i meccanismi di propagazione delle piene siano gli stessi, anche se non esistono testimonianze chimiche.

Le caratteristiche dell'idrogramma di una sorgente carsica sono, in sostanza, un ritardo più o meno marcato nella risposta all'evento di piena (intervallo t_L in fig.8), un aumento delle portate, in genere rapido e marcato, che determina nel grafico un picco ben individuabile, e una recessione più lenta, con tasso variabile a seconda dell'importanza dei sistemi annessi (fig. 9).

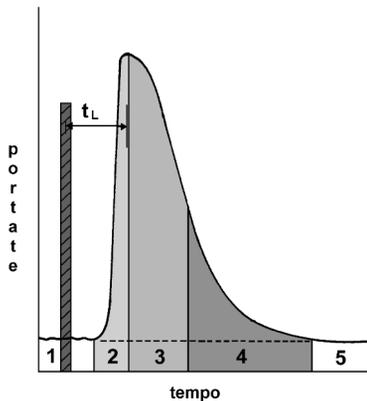


Fig. 8: esempio di idrogramma di acquifero carsificato: in grigio scuro barrato: portate entranti nel sistema (per esempio, un evento di precipitazione, o l'ablazione diurna) in un certo intervallo di tempo. L'idrogramma alla sorgente può essere scomposto in diverse parti: 1: flusso di base, che rappresenta il normale deflusso di magra alla sorgente; 2: un picco di portata, molto marcato, che rappresenta l'arrivo delle acque contenute nell'acquifero

per effetto di pistonaggio, con un certo ritardo (t_L) rispetto all'evento piovoso (che dipende dalle caratteristiche della zona non satura); 3 e 4: fase di recessione dalla piena, con arrivo delle acque recenti, infiltrate durante l'evento di piena, e delle acque che defluiscono attraverso i sistemi annessi; 5: ripristino del deflusso "normale" di base.

Fig. 8: example of a hydrogram of a karst aquifer – dark grey bars: incoming flow in the system (for example, precipitation or daily ablation) at certain time interval. The hydrogram at the run-off can be divided into different parts: 1: basic flow representing the normal low water downflow; 2: a very marked flow peak representing the arrival of the water contained in the aquifer as a result of hydraulic rams, with a certain delay (t_L) compared to the rainy event (depending upon the characteristics of the non-saturated zone); 3 and 4: flood recession phase, with the arrival of the recent water (flood) and of the water flowing down through the annexed systems; 5: reinstatement of the "normal" downflow.

Per quanto riguarda i sistemi acquiferi glaciali, va osservato che, a causa delle distanze (in genere di poche centinaia di metri) tra punti di assorbimento o punti di uscita alla fronte e grazie al regime dell'alimentazione idrica (che presenta un andamento a impulsi, in relazione all'ablazione diurna e al suo arresto o diminuzione delle ore notturne) anche in assenza di precipitazioni l'idrogramma in uscita deve presentare una serie di picchi diurni: naturalmente, perché i picchi siano visibili, e quindi sia possibile riconoscere l'andamento "carsico" della curva di esaurimento, è necessario che le misure di portata siano molto ravvicinate nel tempo (per esempio, con intervallo inferiore a un'ora, o se possibile, anche di pochi minuti). Questo implica ovviamente un grande impegno dei rilevatori e la disponibilità a installare misuratori automatici, cosa questa non sempre possibile. Questo tipo di indagine è importante perché permette di individuare i tempi di residenza delle acque, di stimare la percentuale di deflusso attraverso condotte criocarsiche o attraverso fratture e di individuare la presenza di una eventuale zona satura di rilievo, sia sotto- che endoglaciale (nel qual caso, con

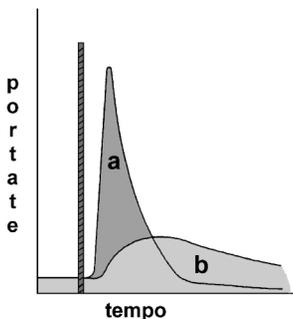


Fig. 9: differenza tra idrogramma caratteristico di acquiferi carsificati (a), che mostra tutte le caratteristiche illustrate nella fig. 8, e acquiferi a predominanza di circolazione diffusa (b): si osservi come in questo secondo caso il picco di piena sia molto meno marcato e come l'esaurimento della piena sia più lento e diluito nel tempo.

Fig. 9: difference between the hydrogram typical of karst aquifers (a), showing all the features described in fig. 8, and aquifers with predominance of diffused circulation (b): in the latter the flood peak is much less marked and the flood petering out is slower and distributed over the time.

La presenza di questi fattori può essere connessa alla possibilità di comportamenti anomali, come, per esempio, fenomeni di rotta glaciale per rottura di soglie che sostengono una zona satura endo- o sottoglaciale: una semplice analisi idrografica permette di riconoscere la possibilità che un ghiacciaio possa andare incontro a questo tipo di fenomeni. Poiché questi eventi sono particolarmente disastrosi, in un rapporto costi - benefici sono evidenti gli indubbi vantaggi di un'analisi di questo tipo: sarebbe quindi auspicabile che questi metodi d'indagine fossero sistematicamente applicati a ghiacciai che storicamente hanno dato luogo a piene improvvise dei torrenti sottoglaciali.

I test con traccianti

Nei sistemi glaciali, poiché non è possibile eseguire analisi chimiche significative, è importante l'utilizzo di test con traccianti che, in pratica, sono lo strumento principale di indagine in questi casi. Questo tipo di test si basa sull'immissione in un acquifero di sostanze normalmente non presenti nelle sue acque: il transito della sostanza tracciante attraverso il sistema produce una risposta modulata dall'attraversamento dell'acquifero. L'analisi delle modalità di restituzione della sostanza immessa permette di ricavare importanti informazioni sul funzionamento idrodinamico (FORD e WILLIAMS, 1989).

I test possono prevedere un'analisi qualitativa, rilevando solo la presenza o l'assenza della sostanza tracciante, oppure possono essere eseguite analisi quantitative, rilevando le concentrazioni del tracciante nel tempo e costruendone la curva di restituzione correlata con i relativi idrogrammi. I test qualitativi sono i più semplici e veloci da eseguire e permettono di stabilire una correlazione tra il punto di immissione del tracciante (un inghiottitoio, per esempio, ma anche un punto all'interno del sistema) e il punto di controllo (per esempio, il torrente sottoglaciale alla fronte, ma

anche un punto più a valle nel sistema): questo è importante se si vuole stabilire l'esistenza di sistemi di drenaggio indipendenti all'interno di un ghiacciaio, anche se in genere è abbastanza comune che sistemi endoglaciali indipendenti vengano a mescolare le proprie acque nella zona sottoglaciale in prossimità della fronte, mascherando la presenza di più acquiferi non interconnessi. Si possono anche ricavare informazioni sulla velocità di deflusso (tenendo conto che le velocità reali sono in genere maggiori di quella stimata sulla base dei tempi di arrivo, che è calcolata sul percorso più breve in linea d'aria). I tempi di arrivo possono dare anche indicazioni sull'esistenza di un'eventuale zona satura, che, però, per essere meglio caratterizzata, necessita di un'analisi quantitativa. Diverse sono le sostanze utilizzate come traccianti, tenuto conto delle caratteristiche del tracciante ideale, che deve:

- 1 - avere un'elevata solubilità in acqua, in tempi brevi, per poter considerare l'immissione istantanea;
- 2 - essere chimicamente neutro e non subire assorbimento o reazioni chimiche che ne riducano la concentrazione e deve essere stabile nel tempo (questo problema è relativamente poco importante nei ghiacciai, dove gli elementi chimici che possono reagire con il tracciante sono in quantità molto ridotte rispetto a quelli presenti in un mezzo roccioso solubile);
- 3 - essere fisicamente neutro, non deve cioè separarsi per gravità o rimanere intrappolato nei pori;
- 4 - muoversi alla stessa velocità dell'acqua, senza modificarne le caratteristiche di viscosità o densità;
- 5 - essere rilevabile a concentrazioni molto basse e analizzabile con metodi veloci e poco costosi;
- 6 - non essere tossico e non deve modificare le caratteristiche organolettiche delle acque;
- 7 - non essere già presente nel sistema.

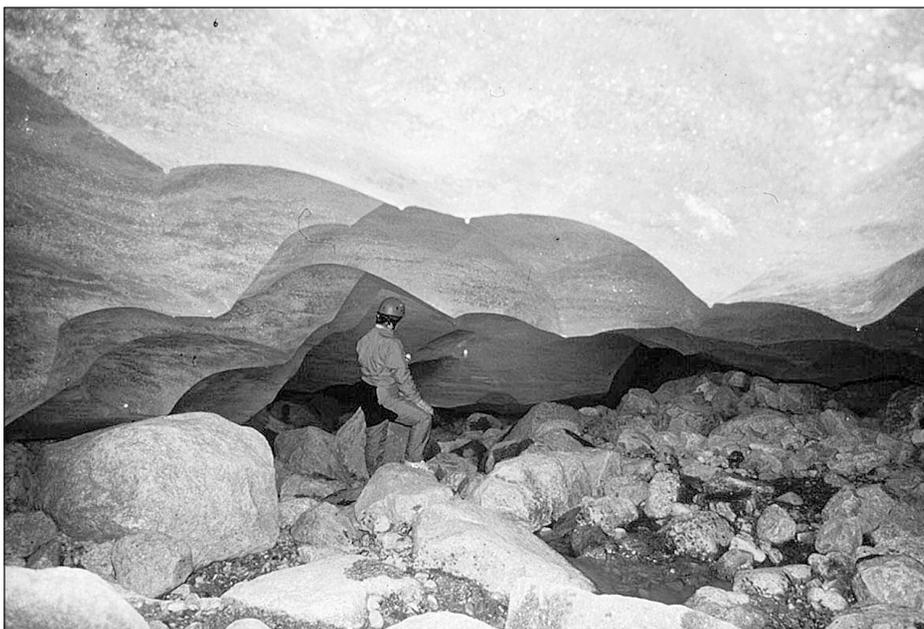


Foto 5: cavità sottoglaciale sviluppatasi al contatto con il substrato: poiché il substrato è costituito da materiale molto grossolano, la cavità si sviluppa all'interno della massa di ghiaccio (canali R) (Ghiacciaio del Forno, Val Bregaglia, CH) (M. Inglese)

Photo 5: subglacial cavity developed at the contact with the substrate: the substrate is formed by very coarse material and the cavity develops inside the ice mass (R canals) (the Forno Glacier, Val Bregaglia, CH) (M. Inglese)

I traccianti che rispondono a queste caratteristiche sono di vario tipo: *radioattivi* (molto vicini alle caratteristiche dei traccianti ideali, sono utilizzabili in quantità minime, ma sono costosi e richiedono laboratori adeguatamente attrezzati), *biologici* (spore e batteri, costosi e delicati da usare, non danno informazioni quantitative), *trattenuti da filtri meccanici* (paglia, fieno, amido), *chimici* (tra i più usati, il cloruro di sodio è economico e facilmente rilevabile ma necessita di grandi quantità ed è

estremamente tossico anche a basse concentrazioni per tutte le forme di vita d'acqua dolce). Tra i traccianti chimici, particolarmente interessanti sono i traccianti colorati, che impartiscono all'acqua una colorazione visibile: sono i più utilizzati, sia per il basso costo che per la facilità di impiego e di analisi. Tra questi, molto utilizzati in carsologia sono i traccianti fluorescenti, che impartiscono all'acqua una fluorescenza rilevabile in luce ultravioletta (quindi, non visibile a occhio nudo alle basse concentrazioni utilizzate, particolare, questo di grande importanza in presenza di acque utilizzate a scopo potabile). I più utilizzati sono (UGGERI e VIGNA, 1992) la *fluoresceina sodica* (sale sodico di resorcinftaleina) e, di recente impiego, il *Tinopal*, un candeggiante ottico utilizzato per sbiancare il cotone grezzo e presente in molti detersivi (conferisce al bucato il tanto decantato "bianco più bianco": ovviamente questo impedisce l'impiego di tale sostanza in acquiferi inquinati da acque di scarico domestico, eventualità in realtà rara per un acquifero glaciale, ma abbastanza comune in sistemi carsici).

La fluoresceina si presenta come una polvere di colore rosso scuro, ma diluita conferisce una fluorescenza verdastra (è presente nella maggior parte dei bagnoschiuma o detersivi di colore verde o giallo, con le stesse limitazioni di impiego del Tinopal). Per rilevarne la presenza con analisi semiquantitative, si utilizzano *captori* immersi nella sorgente, costituiti da involucri di garza di cotone contenenti granuli di carbone attivo che fissano la sostanza, mentre per analisi quantitative si prelevano dei campioni su cui si effettuano analisi con spettrofotofluorimetro. Ha il vantaggio di essere rilevabile a concentrazioni molto basse e quindi può essere impiegata in piccole quantità (pochi etti, nel caso di acquiferi glaciali), fattore di grande vantaggio sia dal punto di vista economico sia da quello del trasporto in luoghi non sempre facili da raggiungere.

Di caratteristiche analoghe, il Tinopal presenta il vantaggio, per usi carsologici, di essere molto meno sensibile a processi di assorbimento da parte delle argille eventualmente presenti, mentre risulta più difficilmente solubile. Viene fissato da captori costituiti da una semplice pezza di cotone crudo non sbiancato (per esempio, garza chirurgica). A causa della bassa solubilità, l'uso di fluoresceina è in genere preferito in acquiferi glaciali, dove la bassa temperatura dell'acqua rende ancora più difficile la soluzione del tracciante (e dove, invece, non sussistono problemi di assorbimento da parte di argille, presenti in genere in quantità molto scarse). Entrambi i traccianti sono fotosensibili e si deteriorano se esposti alla luce, per cui i captori devono essere posizionati in luoghi riparati; i campioni devono essere prelevati il più vicino possibile alla sorgente, per minimizzare il percorso alla luce del giorno, e sia i campioni sia i captori devono essere conservati al buio. In entrambi i casi, l'analisi semiquantitativa può essere fatta in luce ultravioletta (anche sul campo, con una semplice lampada di Wood).

Esistono delle formule, in realtà piuttosto imprecise, che permettono di calcolare il quantitativo di colorante da immettere in funzione della distanza tra punto di immissione e punto di controllo e la portata media prevista sulla base del bilancio idrologico: si tratta comunque sempre di quantitativi relativamente bassi, al massimo pochi kg (nella letteratura idrogeologica, sono riportati numerosi e divertenti aneddoti sugli errori nel calcolo dei quantitativi di colorante immesso, che hanno, per esempio, colorato di un bel verde brillante le acque di mezzo Lago di Como negli Anni Ottanta, o su colorazioni "involontarie", come il rovesciamento di un'autocisterna carica di Pernod in un corso d'acqua inghiottito da una cavità carsica nel Sud della Francia, per la gioia degli speleologi che la stavano visitando ...).

Per quanto riguarda le analisi, vengono periodicamente prelevati campioni di acqua nei punti di controllo, lasciando eventualmente in posto anche dei captori: spesso si utilizzano dei campionatori automatici, in grado di prelevare campioni di acqua a intervalli regolari e per tempi lunghi, in modo da poter costruire buone curve di concentrazione del tracciante nel tempo.

Un esempio di utilizzo di test con traccianti viene dal Ghiacciaio dei Forni. Nell'agosto 1993, nel corso di una campagna del Comitato Glaciologico Italiano (UGGERI e CORVI, 1995), sono stati effettuati test con traccianti, per studiare i tempi e le modalità di arrivo alla fronte di due differenti sostanze (Fluoresceina sodica e Tinopal CBS-X) immessi in due diversi inghiottitoi. Entrambi i traccianti sono stati restituiti dopo circa 20 ore dall'immissione (UGGERI e CORVI, 1995). Le curve di restituzione erano simili, ma con un leggero sfasamento tra i due picchi di concentrazione

(rispettivamente 24 ore per il Tinopal e 28 ore per la Fluoresceina). Questo indica probabilmente percorsi indipendenti per le acque inghiottite nei due diversi mulini, che devono, quindi appartenere a due sistemi di deflusso distinti e indipendenti, che entrano in comunicazione solo in prossimità della fronte. Le velocità di scorrimento (rispettivamente, 81 m/h e 66 m/h) sono molto elevate e suggeriscono la presenza di vie di drenaggio ben strutturate, mentre la presenza di picchi minori sembra suggerire l'esistenza di una sia pur limitata zona satura endo- o sub-glaciale.

Un altro test, eseguito nell'agosto 1994 immettendo cloruro di sodio in un torrente sopra-glaciale (MENEGHEL et al., 1995), non ha dato risultato, forse a causa della concentrazione del tracciante al di sotto del limite di rilevabilità. Test con traccianti eseguiti durante una spedizione italiana al Perito Moreno (Patagonia) hanno permesso di individuare uno dei percorsi endoglaciali più lunghi al mondo (più di 2 km di distanza tra punto di immissione e sorgente).

4 - LA CIRCOLAZIONE DELLE ACQUE NEI GHIACCIAI

Le osservazioni di terreno suggeriscono che la massa di un ghiacciaio temperato o subpolare può essere suddivisa, superficialmente e in profondità, in grandi domini con peculiari caratteristiche fisiche ed idrogeologiche. Di conseguenza, nell'ambito dello stesso ghiacciaio coesistono di norma acquiferi diversi, con parametri idrodinamici e geometrici differenti, e non necessariamente tra loro interconnessi (figg. 10a e 10b). Inoltre, la struttura dell'acquifero endoglaciale, la geometria dell'eventuale superficie piezometrica, la distribuzione delle acque subglaciali sono tutti elementi dinamici, variabili nello spazio e nel tempo, spesso con cicli stagionali.

Gli acquiferi epiglaciali

Nella zona di accumulo e nella zona di equilibrio di un ghiacciaio (ERASO e PULINA, 1994; PATERSON, 1994; BENSON, 1961; MÜLLER, 1962; SCHOMMER, 1976) la neve e il firn costituiscono un acquifero superficiale (epiglaciale) con circolazione idrica tipica di un mezzo poroso e isotropo dal punto di vista della conducibilità idraulica. Le acque di fusione circolano negli spazi intergranulari, con un indice dei vuoti in genere piuttosto elevato e decrescente con la profondità, in relazione al maggior grado di compattazione, dato che il firn è in genere meno permeabile della neve (ERASO e PULINA, 1994). Lo spessore massimo di questo acquifero superficiale è in genere di 12 - 25 m (PATERSON, 1994; SCHOMMER, 1976).

Si tratta di acquiferi con caratteristiche di falda sospesa (ERASO e PULINA, 1994): trovandosi il firn direttamente al di sopra del ghiaccio compatto, impermeabile per porosità intergranulare, si origina spesso una rete di condotti al contatto firn - ghiaccio (MAVLYUDOV, 1995), rete che va ad alimentare lo scorrimento sopra-glaciale della zona di ablazione. Canali e meandri di superficie vengono sovente inglobati negli acquiferi superficiali quando strati di neve vecchia o firn vengono a ricoprire corsi d'acqua superficiali con ponti di neve (ERASO e PULINA, 1994) (foto 1). Lo scorrimento superficiale, sopra-glaciale, si organizza, nella zona di ablazione, in una rete di canali meandrici, più o meno profondamente incassati (*bédières*), che possono raggiungere direttamente la fronte o andare ad alimentare la circolazione endo- e subglaciale. Sono in genere presenti più sistemi di drenaggio superficiale indipendenti, in funzione della topografia della superficie, spesso localizzati ai margini del ghiacciaio, lungo la morena laterale, e nelle zone sottoposte a sforzi di taglio o compressivi, come alla confluenza di due lingue glaciali, dove si formano in genere due sistemi che si sviluppano in parallelo sui due fianchi della morena mediana.

Gli acquiferi endoglaciali

Le acque di scorrimento superficiale, così come quelle dell'acquifero epiglaciale, possono venire catturate e trasportate in profondità all'interno del ghiacciaio attraverso discontinuità sulla sua



superficie: fratture, crepacci e soprattutto inghiottitoi criocarsici (foto 2). In questo modo viene alimentato un acquifero endoglaciale, le cui caratteristiche e modalità di circolazione sono perfettamente assimilabili a quelle degli acquiferi carsici (ERASO e PULINA, 1994; SCHROEDER, 1991; BADINO e PICCINI, 1995), descritte nel precedente paragrafo, per quanto sulla sua reale struttura siano ancora aperte vivaci discussioni.

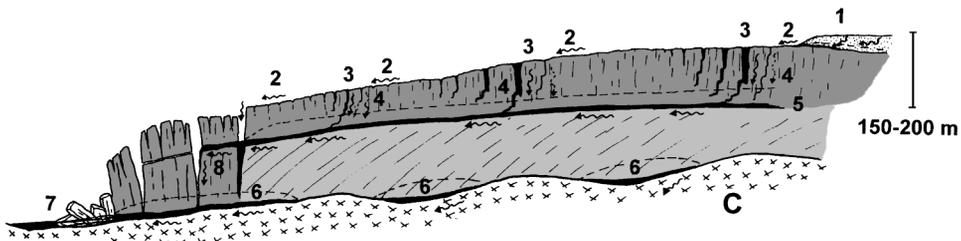


Fig. 10: a - schema della circolazione idrica epi- e endoglaciale: in grigio scuro, strato a comportamento fragile; in grigio più chiaro, ghiaccio a comportamento plastico; 1 = acquifero sopraglaciale nella copertura di firn e neve vecchia; 2 = scorrimento idrico superficiale alimentato da acque di fusione, catturato, totalmente o in parte, da mulini e crepacci; 3 = zona di assorbimento: inghiottitoi del sistema superficiale (da monte a valle: proto-mulini attivi, mulini attivi, parzialmente attivi, fossili, in via di restringimento per collasso plastico); 4 = zona di trasferimento verticale; 5 = transizione tra ghiaccio a comportamento fragile e ghiaccio a comportamento plastico, più o meno graduale, sulla quale si imposta la zona di scorrimento endoglaciale ad andamento sub-orizzontale; 6 = zona di scorrimento subglaciale al contatto con il substrato, con distribuzione discontinua dell'acqua presente, in funzione dell'andamento del substrato; 7 = zona di venuta a giorno delle acque subglaciali alla fronte: sbarramenti al deflusso possono originare temporanei innalzamenti della "superficie piezometrica"; 8 = cattura del deflusso endoglaciale da parte dei sistemi di crepacci alla fronte, e suo recapito verso il sistema subglaciale. Linee tratteggiate = zona di oscillazione della zona satura endo- e subglaciale.

Fig. 10: a - diagram of the epi- and endoglacial water circulation: dark grey, the fragile layer; lighter grey, plastic ice; 1 = supraglacial aquifer in the cover of firn and old snow; 2 = surface water flow fed by the meltwater, totally or partly captured by moulins and crevasses; 3 = absorption zone: sinkholes of the surface system (from upstream to downstream: active proto-moulins, active moulins, partially active, fossil, shrinking due to plastic collapse); 4 = vertical transfer zone; 5 = uneven, gradual transition from fragile ice to plastic ice, on which the endoglacial flowing with sub-horizontal movement is arranged; 6 = subglacial flowing zone touching the substrate with discontinuous distribution of the water depending on the morphology; 7 = zone where the subglacial water comes out at the front: barriers to the downflow can originate the temporary raise of the "piezometric surface"; 8 = capture of the endoglacial downflow by the crevasse systems at the front and delivery towards the subglacial system. Broken line = variation zone of the endo- and subglacial saturated zone.

Si tratta quindi di acquiferi compartimentati permeabili per fratturazione e per condotti carsici, dove, analogamente ai sistemi carsici, la circolazione idrica è complicata e resa dinamicamente variabile dall'allargamento preferenziale di alcune discontinuità per fusione frizionale.

Molto comune è la contemporanea presenza di diversi acquiferi indipendenti e non necessariamente interconnessi (MAVLYUDOV, 1995; 1999; SCHROEDER, 1995). Secondo alcuni autori, sono presenti, analogamente a quanto accade in superficie, un sistema centrale e due sistemi laterali, cui si aggiungono eventualmente sistemi sviluppati alla confluenza di due lingue glaciali (ERASO e PULINA, 1994). In ogni caso, ovunque sussistano barriere di permeabilità, come per esempio in corrispondenza di zone di forte compressione o di intensi sforzi di taglio, è probabile che si formino piccoli acquiferi tra loro indipendenti. L'esistenza di un sistema acquifero complesso, costituito da





sottosistemi indipendenti, è confermata anche da altre osservazioni. Per esempio, il fatto che molti sistemi di inghiottitoi si trovino allineati in prossimità sia delle morene mediane principali sia di quelle minori fa ritenere che le zone di taglio sottese dalle morene agiscano come barriere di permeabilità, impedendo l'interconnessione di sistemi adiacenti.

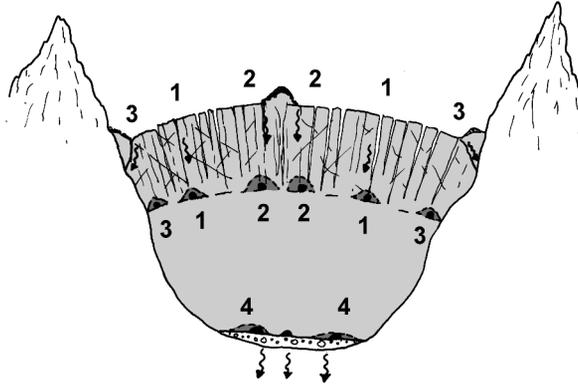


Fig. 10: b - *schema dei possibili sistemi di drenaggio delle acque glaciali*: 1 = sistema superficiale generico e relativo sistema endoglaciale (in grigio scuro l'ipotetica zona saturata); 2 = sistema superficiale legato a morene mediane e relativo sistema endoglaciale; 3 = sistema superficiale legato a morene laterali e relativo sistema endoglaciale; 4 = sistema subglaciale al contatto con il substrato roccioso. In tratteggio: zona di transizione fragile-plastica. La situazione reale è più articolata e complessa di quella schematizzata in figura; si noti comunque come sia molti sistemi di scorrimento superficiale sia quelli endoglaciali tendano a impostarsi a ridosso di zone di taglio, che agiscono come barriere alla circolazione idrica. (Bini et al., 1998, ridisegnato).

Fig. 10: b - *diagram of the possible drain systems of the glacial water*: 1 = generic surface system and relative endoglacial system (dark grey, the assumed saturated zone); 2 = surface system linked to median moraines and relative endoglacial system; 3 = surface system linked to lateral moraines and relative endoglacial system; 4 = subglacial system touching the bedrock. Broken line: fragile-plastic transition zone. The real situation is much more complicated than the one in the diagram, but one can however note that many surface-flow systems and endoglacial systems tend to position at the shearing zones, which work as barriers to the water circulation. (redesigned from Bini et al., 1998).

Temporanee ostruzioni di condotti endo-glaciali, dovute, per esempio, a deformazioni di gallerie a causa di movimenti del ghiacciaio o a crolli sotterranei, sovente creano ostacoli al deflusso endoglaciale, provocando risalite del livello dell'acqua nei mulini, talvolta assai rapide, (anche parecchi metri in pochi minuti, foto 3), come nel caso segnalato al Ghiacciaio dei Forni da SMIRAGLIA (com. pers.) e MENEGHEL (1998): l'osservazione che la risalita del livello dell'acqua avviene solo in un ristretto numero di mulini, senza interessare mulini adiacenti (MENEGHEL et al., 1998), fa pensare che le vie di deflusso endoglaciale siano più di una e siano tra loro indipendenti. L'allargamento preferenziale di alcune discontinuità a scapito di altre dà luogo all'instaurarsi di una rete arborescente di condotti (ERASO e PULINA, 1994; MAVLYUDOV, 1995; BADINO, 1999) che drenano le acque provenienti dai mulini superficiali verso una zona satura profonda. Sulla struttura di tale zona satura sono tuttora aperte le discussioni: taluni autori ipotizzano una sua estensione fino al raggiungimento del substrato roccioso (ERASO e PULINA, 1994), altri, invece, privilegiano l'ipotesi dell'esistenza di un orizzonte impermeabile che sostiene una zona satura di spessore relativamente modesto (SCHROEDER, 1991; BADINO, 1994; TOGNINI e INGLESE, 1995). Una zona satura è stata più volte osservata sul fondo di mulini e cavità endoglaciali e sembra attestarsi, per la maggior parte dei ghiacciai temperati e subpolari, a una profondità compresa tra i 50 e i 200 m.





Foto 6: cavità sottoglaciale interamente sviluppata in ghiaccio, assai simile, probabilmente, alle cavità endoglaciali della zona saturata (canali R) (Ghiacciaio del Forno, Val Bregaglia, CH) (M. Inglese)

Photo 6: subglacial cavity completely developed into the ice, probably very similar to the endoglacial cave of the saturated zone (R canals) (the Forno Glacier, Val Bregaglia, CH) (M. Inglese)

Le oscillazioni della “superficie piezometrica” nel corso dell’anno raggiungono in alcuni luoghi il centinaio di metri e possono essere incredibilmente rapide, in relazione alle condizioni di alimentazione delle acque di fusione e a movimenti del ghiacciaio, i quali possono indurre modificazioni pressochè istantanee della geometria dei canali endoglaciali (SCHROEDER, 1995, 1991; ERASO e PULINA, 1994; BADINO e PICCINI, 1995; BADINO, 1999).

Sia la profondità del tetto della zona saturata sia la distribuzione delle profondità dei mulini sono sorprendentemente simili da un ghiacciaio all’altro, indipendentemente dalle dimensioni e dallo spessore della massa di ghiaccio (BADINO, 1995). Questa costanza nella profondità della zona saturata in tutti i ghiacciai suggerisce l’esistenza di uno strato superficiale di ghiaccio permeabile per fratturazione, di spessore costante nei diversi ghiacciai, che ospita uno, o più, acquiferi endoglaciali, e che è delimitato verso il basso da un limite impermeabile, costituito dalla zona di transizione da ghiaccio con comportamento fragile, che origina e mantiene fratture e discontinuità meccaniche, a ghiaccio con comportamento plastico, che tende a risaldare le discontinuità per scorrimento e ricristallizzazione (PATERSON, 1994; NYE, 1952; 1953). Alcuni autori hanno tentato un calcolo della profondità alla quale questo avviene (NYE, 1953; MAVLYUDOV, 1995; PATERSON, 1994). Tali calcoli, in realtà alquanto complessi per la presenza di variabili difficilmente valutabili, sono in genere in difetto rispetto a quanto effettivamente osservato: esistenza di grotte endoglaciali fino a profondità di 170-200 m e intercettazione, durante sondaggi, di cavità allagate a profondità di 200 m circa (PATERSON, 1994) fanno ritenere che il limite fragile-plastico possa situarsi a questa profondità, un centinaio di metri più in basso di quanto teoricamente calcolato.

In realtà, i fattori che condizionano lo sviluppo e l’esistenza di cavità endoglaciali sono molteplici e non possono essere affrontati in questa sede: si tenga però presente che minore è la temperatura del ghiacciaio, maggiore è la profondità della transizione fragile-plastico e, comunque, il comportamento plastico del ghiaccio è ben lontano dall’essere lineare.

L’esistenza di cavità endoglaciali, e del conseguente acquifero, è condizionata dall’equilibrio dinamico tra la pressione dell’acqua, che tende ad allargare le cavità, e la spinta del ghiaccio, che

tende a chiuderle. La profondità dell'ipotetico limite "impermeabile" è legata al raggiungimento di tale equilibrio che, essendo dinamico, oscilla nel tempo e nello spazio. Alcuni autori sostengono che la pressione dell'acqua all'interno di fratture allagate può causarne la propagazione in profondità, fino al virtuale raggiungimento del substrato roccioso (ERASO e PULINA, 1994; ROBIN, 1974; WEERTMANN, 1972; ROTHLIESBERGER, 1972). Questo meccanismo è senz'altro valido, ma il raggiungimento del contatto con il substrato roccioso è ovviamente possibile solo se lo spessore del ghiaccio è di poche centinaia di metri, mentre appare più difficile immaginare una situazione simile per ghiacciai di grande spessore. Se lo spessore del ghiaccio non supera i 200 m circa, è molto probabile che l'acquifero endoglaciale sia in connessione diretta con le acque subglaciali, senza che necessariamente si formi alcuna zona satura all'interno ma solo, al più, al contatto con il substrato. L'eventuale superficie piezometrica è comunque discontinua e con livelli fortemente variabili nello spazio e nel tempo.

Se lo spessore del ghiaccio è maggiore, l'acquifero endoglaciale è necessariamente un acquifero sospeso, sostenuto dall'orizzonte che marca il passaggio (graduale) tra ghiaccio a comportamento fragile e ghiaccio a comportamento plastico. E' quindi presente un livello di base endoglaciale, variabile anch'esso nel tempo e nello spazio, in quanto condizionato dal realizzarsi di un equilibrio dinamico tra apporti idrici (portate e pressioni dell'acqua) e spinta del ghiaccio. La zona satura dell'acquifero endoglaciale è presumibilmente di spessore ridotto e priva di una superficie piezometrica in senso stretto, analogamente agli acquiferi carsici sospesi. La saturazione sarà limitata alle sole condotte, essendo il ghiaccio compatto e virtualmente impermeabile.

Gli acquiferi sottoglaciali

Il sistema di drenaggio endoglaciale tende a essere catturato dal sistema sottoglaciale in prossimità della fronte, dove al ridotto spessore della massa di ghiaccio si unisce una maggiore intensità di fratturazione: la concomitanza di questi due fattori fa sì che le discontinuità meccaniche possano raggiungere il contatto ghiaccio - substrato roccioso, favorendo così la cattura del sistema endoglaciale (TOGNINI e INGLESE, 1995). Le acque circolanti al contatto con il substrato roccioso si muovono con due modalità differenti (PATERSON, 1994):

- 1 - circolazione attraverso sistemi di canali di grandi dimensioni, con struttura arborescente o anastomosata, scavati nel ghiaccio (*canali R*, o *di Rothliesberger*) o nel substrato, se si tratta di *till* o altri sedimenti fini (*canali N*, o *di Nye*);
- 2 - circolazione attraverso un sistema di cavità interconnesse, reti di piccoli canali che si infittiscono immediatamente a valle di ostacoli o irregolarità del substrato, per effetto dell'aumento di pressione che provoca un incremento della fusione.

Non c'è accordo tra i vari autori sul fatto che esista una vera e propria zona satura a contatto con il substrato: si tratta probabilmente di una zona satura discontinua, con spessori ed estensione variabili nello spazio e nel tempo, in relazione alle condizioni di alimentazione legate alla stagione, al clima e ai movimenti del ghiacciaio.

Lo studio di sedimenti sottoglaciali in aree deglaciate mostra le testimonianze fisiche, in termini di depositi, delle diverse distribuzioni e modalità di circolazione idrica nella zona sottoglaciale (EYLES, 1983; ROTHLIESBERGER e LANG, 1987). E' comune rinvenire depositi lacustri, che talora mostrano addirittura le caratteristiche di delta sottoglaciali, a testimonianza della possibile formazione di corpi idrici di grande volume al contatto tra ghiaccio e substrato. Questi corpi idrici sono legati all'esistenza di soglie e ostacoli al deflusso creati dalla morfologia del substrato e della superficie della base del ghiacciaio: poiché il ghiacciaio è in continuo movimento al di sopra del substrato, e la sua viscosità non permette un adattamento istantaneo alle variazioni della topografia sottostante, ne deriva che soglie e ostacoli possono variare nel tempo, determinando una durata effimera dei corpi idrici da essi sostenuti. La rottura improvvisa di soglie di laghi sottoglaciali è

ritenuta una delle principali cause delle piene improvvise dei torrenti glaciali (EYLES, 1983). Forme come gli esker, invece, costituiscono la testimonianza dell'esistenza di corsi d'acqua organizzati in canali sottoglaciali, e la differenza nella disposizione e granulometria dei sedimenti permette di ricostruire la competenza della corrente, le modalità e le velocità di deflusso (ROTHLIESBERGER e LANG, 1987; EYLES, 1983).

Se il substrato è costituito da rocce carbonatiche, è molto probabile che le acque dell'acquifero subglaciale vadano ad alimentare direttamente i sottostanti sistemi carsici, anche se la formazione di una zona satura endocarsica in continuità con la zona satura subglaciale appare un'eventualità relativamente rara, legata alla completa saturazione del sistema carsico.

5 - CONCLUSIONI

Quanto esposto nei precedenti paragrafi è soltanto un quadro generale, schematico e, soprattutto, in gran parte teorico, che evidenzia come la distribuzione delle acque endo- e sottoglaciali, le modalità di circolazione idrica, la struttura e l'organizzazione degli acquiferi all'interno di un ghiacciaio siano un terreno di ricerca non facile, con notevoli difficoltà logistiche e di costruzione di modelli teorici, il cui superamento richiede metodi di ricerca indiretti e tecniche di approccio particolari. Dalla scarsità della bibliografia disponibile sull'argomento, rispetto ad altri argomenti di ricerca glaciologica, si evince che non sono molti coloro che vi si dedicano. Chi lo fa si serve per lo più di metodi e modelli mutuati dall'idrogeologia carsica e dalla speleologia, e forse per questo il settore appare un po' lasciato ai margini delle ricerche glaciologiche classiche. Le ricerche in questo campo si stanno comunque intensificando e stanno portando molte interessanti novità nella comprensione dell'ambiente glaciale, con importanti ripercussioni in ambito applicativo e previsionale. Ancora una volta, però, la molla principale che spinge la ricerca è soprattutto il desiderio di scoprire i misteriosi percorsi dell'acqua nel ventre di un ghiacciaio, da quando viene inghiottita con fragore nei mulini a quando ritorna a giorno, con violenza, alla fronte.

BIBLIOGRAFIA

- BADINO G. (1990) - *Fisica dei buchi nell'acqua*, Proc. 1st Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, 119-133, Madrid, 1990.
- BADINO G. (1994) - *Phenomenology and first numerical simulation of the pbreatic drainage network inside glaciers*, 47-54, Proc. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Chamonix, 1994.
- BADINO G. (1999) - *Il carsismo glaciale*, Le Scienze 372, 44-51, Agosto 1999.
- BADINO G. e PICCINI L. (1995) - *Aspetti morfologici ed evolutivi delle cavità endoglaciali di origine criocarsica*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 18, 225-228.
- BAKALOWICZ M. (1979) - *Contribution de la géochimie des eaux a la connaissance de l'aquifère karstique e de la karstification*, Tesi di dottorato Università Pierre & Marie Curie, Paris 6.
- BAKALOWICZ M. e MANGIN A. (1980) - *L'aquifère karstique: se definition, ses caracteristiques et son identification*, MM. L. Sr. Soc. Geol. France, 11.
- BOEGLI A. (1980) - *Karst hydrology and physical speleology*, Springer Verlag.
- BAKER V. R. (1968) - *Limestone caves in glaciated areas*, Nat. Speleol. Soc. Bull. 30 (2), 36-37.
- BENSON C. S. (1961) - *Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet*, F. Geogr. Danica 9, 13-37.
- BINI A. (1994) - *Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien: l'exemple du karst lombard*, Karstologia, 23(1), 33-53.
- BINI A., TOGNINI P. e ZUCCOLI L. (1998) - *Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes*, Karstologia n. 32, 7-26.
- CASTANY G. (1982) - *Principles et methodes de l'hydrogeologie*, Paris, Dunod.
- ERASO A. e PULINA M. (1994) - *Cuevas en hielo y rios bajo los glaciares*, Mc Graw-Hill.

- ERASO A., GAVILAN C.J. e PEREZ D. (1994) - *Prédiction du drainage sous-glacier dans le système marginal du Glacier Loven Est, Ny Alesund, Svalbard*, Proc. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, 23-30, Chamonix.
- EYLES N. (1983) - *Glacial geology*, Pergamon Press.
- FORD D. (1977) - *Karst and glaciation in Canada*, Proc. 7th Intern. Speleol. Congr. Sheffield, 183-185.
- FORD D. (ed.) (1983) - *Castleguard Cave and Karst, Columbia Icefields area, Rocky Mountains of Canada: a Symposium*, Arctic and Alpine Research 15 (4).
- FORD D. (1986) - *A review of effects of glacial action upon karst processes and landforms in Canada*, Comunic. 9° Congr. Intern. Espeleol., 1, 113-114, Barcelona.
- FORD D. (1989) - *Relationships between karst landform and aquifer development and repeated glaciations in the mountain of Canada*, Proc. Intern. Symp. Speleol. "Problems of karst complex study of mountainous countries", 1987, 61-63, Tbilisi, USSR
- FORD D. (1992) - *Karst et glaciation au Canada*, in Salomon J. J. e Maire R. (eds): *Karst et évolution climatique*, Vol. hon. de J. Nicod, Presses Universitaires de Bordeaux.
- FORD D. e WILLIAMS P. (1989) - *Karst Geomorphology and hydrology*, Unwin Hyman publ.
- GRISELIN M., MARLIN C., DEVER L. e MOREAU L. (1994) - *Hydrogéologie et géochimie du Glacier Loven Est, Spitsberg*, 61-76, Proc. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Chamonix.
- KIRALY L. (1975) - *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques*, Int. Un. Geol. Sciences, serie B, n. 3, Hydrogeology of karstic terranes, I A H, Paris.
- LLIBOUTRY L. (1964) - *Traité de Glaciologie*, 1, Masson.
- MANGIN A. (1974) - *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, Ann. Spéléol., 29.3, I, II, III.
- MAVLYUDOV B. (1995) - *Problems of en- and sub-glacial drainage origin*, Proc. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Chamonix, Ann. Litt. Univ. Besançon 561, S. Géographie n. 34: 77- 82.
- MAVLYUDOV B. (1999) - *Glacier caves origin*, 123-130, 4th Int. Symposium on Glacier Caves and Cryokarst in Polar and High Mountain Regions, Salzburg, 1996.
- MENEGHEL M., CELI M. e BONDESAN A. (1998) - *The moulins of the Forni Glacier (Italian Alps)*, 47-54, 4th Int. Symposium on Glacier Caves and Cryokarst in Polar and High Mountain Regions, Salzburg, 1996.
- MULLER F. (1962) - *Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada*, Journ. Glac. 4, 302-313.
- NYE J. F. (1952) - *The mechanics of glacier flow*, Journ. Glac. 2, 82-93.
- NYE J. F. (1953) - *The flow law of ice*, Proceedings of the Royal Society, A, 219, 1139.
- PATERSON W. S. B. (1994) - *The Physics of Glaciers*, Pergamon Press.
- REYNAUD L. e MOREAU L. (1995) - *Moulins glaciaires des glaciers tempérés et froids de 1986 a 1994 (Mer de Glace et Groenland) - Morphologie et techniques de mesures de la déformation de la glace*, Proc. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Chamonix, 1994, Ann. Litt. Univ. Besançon 561, S. Géographie n. 34, 109-113.
- ROBIN G. (1974) - *Depth of water-filled crevasses that are closely spaced*, Journ. Glac. 13, 543.
- ROTHLISBERGER H. (1972) - *Water pressure in intra- and subglacial channels*, Journ. Glac. 11, 177-203.
- ROTHLISBERGER H. e LANG H. (1987) - *Glacial hydrology*, In Gurnell A.N. et Clark N.J. (eds): *Glacio-fluvial sediment transfer*. Wiley, 207-284.
- SCHROEDER J. (1991) - *Les cavités du Hansbreen creusées par les eaux de fonte. Svalbard, 77° lat. N. 992*, Proc. 1st Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Madrid, 1991, 21-33.
- SCHROEDER J. (1995) - *Les Moulins du glacier Hans de 1988 à 1992*, Proc. 3rd Int. Symp. of Glacier Caves and Karst in Polar Region, Chamonix, 1994, Ann. Litt. Univ. Besançon 561, S. Géographie n. 34, 31-39.
- SCHOMMER P. (1976) - *Wasserspiegelmessungen im Firn des Ewigschneefeldes (Schweizer Alpen)*, Zeit. Gletscherkd. Glazialgeol. 12, 125-141.
- SHREVE L. (1972) - *Movement of water in glacier*, Journ. Glac. 11, 205-214.
- TOGNINI P. e INGLESE M. (1995) - *Speleologia glaciale: un piccolo contributo all'esplorazione dei ghiacciai alpini*, Il Grottesco 52, Bollettino del Gruppo Grotte Milano CAI-SEM, 30-46.
- TOGNINI P. (2001) - *Cavità endoglaciali e processi criocarsici: il punto sulle conoscenze attuali*, Terra glacialis, IV, 61-82.
- TOGNINI P. (in stampa, 2002) - *Modello genetico ed evolutivo dei mulini glaciali sulla base di osservazioni sul ghiacciaio dei Forni (Alta Valtellina, Italia Settentrionale)*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria.
- UGGERI A. e VIGNA B. (1992) - *Nuovi traccianti ed esperienze di valutazione della velocità di flusso in acquiferi carbonatici*, Atti Convegno "Ricerca e protezione delle risorse idriche sotterranee delle aree montuose, Brescia, 1992.
- UGGERI A. e CORVI M. (1995) - *Nel Ghiacciaio dei Forni (Alta Valtellina)*, Poligrotta, Bollettino del Gruppo Speleologico CAI Varese, n. 3, 109-111.
- WARWICH G.T. (1956) - *Caves and glaciation - I. Central and Southern Pennines and adjacent areas*, Trans. Cave Res. Group G. B. 4(2), 127-159.
- WEERTMANN J. (1972) - *Depth of water - filled crevasses that are closely spaced*, Journ. Glac. 13, 543.

ABSTRACT

Vengono qui analizzate le modalità di scorrimento e di immagazzinamento delle acque all'interno di un ghiacciaio. La circolazione delle acque endo- e sottoglaciali è un argomento che presenta tuttora molte incognite, data la limitata possibilità di accesso diretto ai sistemi acquiferi glaciali. La scarsa evidenza in superficie della struttura profonda e la indubbia difficoltà oggettiva nell'acquisizione di dati e informazioni di terreno rendono necessario applicare dispendiosi metodi di indagine. Si è tuttavia osservato come le cavità endoglaciali si strutturino in sistemi che, nell'organizzazione spaziale e nelle morfologie, presentano spiccate analogie con i sistemi di cavità carsiche in roccia. Questa analogia può essere estesa anche al funzionamento idrodinamico degli acquiferi ospitati all'interno e alla base di ogni ghiacciaio, allo studio dei quali si possono quindi applicare alcuni modelli e metodi di indagine ben collaudati propri dello studio degli acquiferi carsici.

Parole chiave: *speleologia glaciale, acquiferi glaciali*

The flow and storage patterns of the waters inside a glacier are herein described. The circulation of the endo- and subglacial water is an issue still presenting many unknown aspects, as a result of the limited possibility to directly access the glacial aquifer systems. The little evidence from the surface of its deep structure and the undoubted, objective difficulties in gathering on-site data and information, make it necessary to apply expensive investigation methods. However, the endoglacial cavities are arranged in systems, which are very similar to the karst systems in the rocks in terms of space arrangement and morphology. This similarity can be extended also to the hydrodynamic functioning of the aquifers hosted inside and at the base of each glacier; their study can be therefore carried out by using some well tested investigation methods and models typical of the study of karst aquifers.

Key words: *glacial speleology, glacial aquifers*

On a analysé ici les modalités de glissement et de stockage des eaux à l'intérieur d'un glacier. Jusqu'à présent, la circulation des eaux à l'intérieur et sous les glaciers est un sujet très difficile à étudier, à cause du difficile accès direct aux systèmes aquifères des glaciers. La structure profonde n'est pas évidente de la surface et il est très difficile d'acquérir des données et des informations au niveau du terrain : cela rend nécessaire l'emploi de méthodes de recherche très coûteuses. Cependant on a observé que les cavités à l'intérieur des glaciers, au niveau de l'organisation dans l'espace et des morphologies, présentent des remarquables analogies avec les cavités karstiques du roc. Cette analogie rappelle aussi la dynamique des aquifères qui se trouvent à l'intérieur et à la base de chaque glacier: pour les étudier on peut appliquer des modèles et des méthodes d'analyse utilisés dans l'étude des aquifères karstiques.

Mots clés: *spéléologie glaciale, aquifères glaciaux*

Paola Tognini (*)

THEORETICAL CONSIDERATIONS ON THE STRUCTURE AND THE FUNCTIONING OF THE ENDO- AND SUBGLACIAL AQUIFERS: THE CONTRIBUTION OF GLACIAL SPELEOLOGY

1 - INTRODUCTION

In the issue n° 4 of *Terra glacialis*, a paper (TOGNINI, 2001) outlined the available information on the origin and the development of the endo- and subglacial caves describing their morphology and their features and pointing out how these studies could contribute to the understanding of the glaciers' dynamics. Having analysed the cryokarst caves from the evolutionary and morphological point of view, we should now study them on the basis of the flow and storage patterns of the endo- and subglacial water, thus looking at the aquifer systems inside a glacier under the hydrodynamic aspect. This research field is still almost virgin. Only a few works, in fact, deal with the study of the glaciers' aquifers. As a result of this and of the objective difficulties in gathering data on the ground, some widely spread paradigms about the water circulation and its distribution inside a glacier still survive.

Surely, the large number of researchers working on this subject provides high quality information on the glaciers' surface and on their reaction to the climatic stress. Unfortunately, researches on the deeper sections do not proceed along the same path. Most of the research concentrate, indeed, on the surface and on the front. When surveys and ice coring bore into the depth of the ice mass, this is generally done with very different aims (e.g. core collecting for isotopic analysis and dating), which lie outside the research on the endo- and subglacial aquifers. Understanding the mechanisms of the water circulation inside a glacier and determining the patterns of the structure and internal arrangements of the aquifers would however provide additional information on the glaciers' behaviour; it would also explain some particular phenomena like, for example, the routs of the subglacial streams.

Such quick and destructive phenomena seem to represent the main feature of the behaviour of some glaciers; the progress made in the field of glacial aquifers is now playing a key role in answering to the many questions raised by the glaciers themselves (BADINO, 1999). Moreover, one should not forget that the collection of the water flowing out of the glaciers for hydroelectric purposes is a common practice in our mountain regions; in many dry mountain areas the glacial waters represent the only water supply. It is therefore clear that a thorough investigation of the aquifer systems supplying this water would be a key step toward better planning and more rational exploitation of such natural resources. It is definitely not easy to obtain information on the water circulation patterns inside a glacier; being not possible, except for some rare instances, to have direct access to the systems; it is necessary to apply indirect investigation methods, which are surely more complicated, more expensive and more time-consuming. All these factors limit the research in this field. However, the endoglacial cavities are arranged in systems which are extremely similar to the karst systems in a rocky substrate, from the point of view both of the space arrangement and of the morphology (BADINO and PICCINI, 1995; TOGNINI, 2001). This similarity can be extended also to the hydrodynamic functioning of the aquifers hosted inside and at the base of each glacier; the same survey patterns and methods, typical of the karst aquifers, can therefore be applied to the study of the glacial aquifers.

Fig. 1: see page 34

2 – THE ENDOGLACIAL AQUIFERS: THE MOST COMMON TYPE

The circulation of the endo- and subglacial waters is quite a difficult issue, still hotly discussed because direct access to the glacial aquifer systems is limited to a very small area. As a result of the scarce evidence of the internal structure from the surface, some ideas and concepts very far from the reality are still widespread. For example, one widely spread idea is that the mass of a glacier is completely water-filled at a certain depth due to the existence of one single watertable. This saturates all ice spaces and pores like a continuous water body up to the glacier's base, where the water collect into subglacial canals running over the water-tight substrate. According to this pattern, all spaces, cracks and pores are thought to be interconnected and filled with water forming a *continuous watertable* which is bounded upwards by a continuous surface (the piezometric surface) physically separating the saturated zone from the non-saturated one. This pattern, though, can be applied only to porous, permeable aquifers (for example, see the similarity of this model with the underground water circulation inside sandy bodies). Unfortunately, this is the only well-known pattern that belongs to the cultural

(*) Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli, 34, 20123 Milan – Italy; Gruppo Grotte Milano CAI – SEM Società Speleologica Italiana; tel./fax: +39 31 860777; e-mail: paolatognini@iol.it

heritage of most people, though not to the majority of researchers, but the structure and the arrangement of the karst aquifers, sharing many analogies with the glacial aquifers, suggest a very different picture.

Photo 1 and 2: see page 35

Apart from the similarities with the karst circulation systems, many ground observations contribute to invalidate the model of the *continuous watertable*. Borings and surveys at various depths and seismic, radar and electric prospecting, which are generally carried out for purposes other than hydrological ones, show that the distribution of the water inside a glacier is uneven. There are impermeable areas with no water, areas where the water settles inside cracks or mechanical discontinuities, and spaces of various origin, which can have large dimensions and host huge volumes of water. The presence of large water bodies is quite common and they seem to form endo- and subglacial lakes (EYLES, 1983; PATERSON, 1994); see, for example, the great Vostok lake in Antarctica. The “*continuous watertable*” theory assumes that the waterbed inside a glacier is in contact with the bedrock, which borders the mass on the sides. This entails two different scenarios:

1 – assuming that there is no saturated zone inside the rocky mass (which is very common because the basic level of the surrounding mountains is generally not affected by the presence of the glacier), the glacier’s waterbed would show significant water losses on the sides (fig. 1A). Considering the high permeability of the surrounding fractured rocks, the sides could even drain away the whole of the aquifer. By simply checking the water balance between the flows coming into the endo- and subglacial system (through the glacial sinkholes) and the flows outgoing at the run-off, one can see that the losses, if any, are generally very limited, thus excluding the above assumption. Moreover, there are many cavities, mostly short-lived ones, which originate where the ice is in contact with the rock; the ice, while plastic and viscous, is slow in conforming to the shape of the bedrock during its movement downstream. Such cavities would obviously cause huge losses to the endoglacial aquifer system meaning that most of its water would be drained into the subglacial areas;

2 – a continuous saturated zone inside a glacier can exist only if it balances with the saturated zone of the surrounding rocky mass, thus forming one single continuous waterbed (fig. 1B). The general lack of rock springs in the areas close to the glacier shows that the rock surrounding the glacier has usually no saturated zone but only uneven water circulation through cracks. These considerations seem therefore to confirm that there is not a single, continuous waterbed inside a glacier.

Photo 3: see page 36

Furthermore, researches were made on the sediments deposited in karst cave systems located on the sides of the large valleys once occupied by glaciers (WARWICH, 1956; BAKER, 1968; FORD, 1977; 1983; 1986; 1989; 1992) and on the Italian valley now occupied by Lake Como (BINI, 1994; BINI et al., 1998). It shows that when they were filled by Plio-Pleistocene glaciers, there was not a continuous saturated zone between the ice and the rock, but the glacier rather behaved like a water-tight medium, sealing karst springs and entrances (fig. 2). In some rare cases, the glacial water directly fed the cave systems inside the rock. These are put in relation with the alignment of the glacier surface with the cave entrance, which caused the formation of endokarst lakes and sedimentation of lake deposits (fig. 3), or with the capture of surface bédrières by rock cave entrances causing the flow of alluvial sediments inside them.

Fig. 2: see page 37

The feeding of a karst aquifer by the bordering endoglacial aquifer seems therefore to be a contingent and casual assumption. The structure of both aquifers is such as to imply no real continuity between the two saturated zones, as this depends on the occurrence of a direct connection between an endoglacial water-filled main and a karst main along the sides. Though this is not an impossible chance, it is not likely to happen (fig. 2). The situation however changes locally in a very dynamic way, depending upon glacier movements and changes to the “piezometric surface” of both aquifers.

3 – THE KARST AQUIFERS, A MODEL FOR THE ENDOGLACIAL AQUIFERS

First of all, one should consider that the concepts and patterns of the karst aquifers have been created and are permanently reviewed on the basis of direct and indirect investigations on a large number of actual cases (MANGIN, 1974; KIRALY, 1975; BAKALOWICZ, 1979; BAKALOWITCZ and MANGIN, 1980; BOEGLI, 1980; FORD and WILLIAMS, 1989). For the glacial aquifers, instead, there are only theoretical extrapolations because of the lack of satisfactory data and observations. Many ground surveys, though, seem to confirm that the karst pattern can also be applied to the glacial environment. Before describing the structure and the water distribution inside a glacier, it is proper to make a short introduction on the main features shared by karst and glacial aquifers.

Fig. 3: see page 28-39

The water circulation

In a generic porous means (like, for example, the sand) the interconnected spaces (which determine its hydraulic conductivity, i.e. the ability to let the water move) are equally distributed and often have relatively small and uniform dimensions. The water forms a continuous waterbed moving evenly inside the spaces (CASTANY, 1982) (fig. 4A). The ice, like most hard rocks (e.g. limestone or granite), is instead practically impermeable. It does not contain interconnected "primary" spaces big enough to enable the active circulation of the water into the depth; the hard ice turns out to be virtually non-permeable to the intergranular circulation (NYE, 1952, 1953; ROTHLIESBERGER, 1972; PATERSON, 1994; ERASO and PULINA, 1994; LLIBOUTRY, 1964). The water can move inside an ice mass only if this contains secondary discontinuities of mechanical origin like, for example, crack systems developed in ice areas under stress as a result of the structure of the bedrock, of surface topography and of differential movements and thrusts (ERASO and PULINA, 1994; SHREVE, 1972; ROTHLIESBERGER, 1972). Some of these cracks are sufficiently open, continuous and interconnected to let the water pass through. The water can settle only inside the mechanical discontinuities of a system made permeable by fractures, while the portions of ice or rock between the cracks are virtually dry (fig. 4B). Hence, the water circulation has a different pattern from that of a porous means; the water is forced to follow the cracks and take more complex routes. The situation becomes more complicated because the flow of water at a temperature higher than that of the ice causes the formation of cryokarst systems; some cracks enlarge and originate large mains, just like what happens in a rocky mass where karst systems develop. The water flow speed is definitely different in a small crack than in a large main. In a porous means the water is pushed by the hydraulic gradient (which is the ratio between the difference in altitude from the absorption point to the run-off point and the distance between the two points) following the shortest water route, i.e. the one with the highest hydraulic gradient possible (where the energy dissipation is greater). The water will then follow the shortest and most linear route possible (fig. 5A) along all the small canals formed by the intergranular pores. If, instead, the water moves through lattices of mechanical discontinuity, it is no longer possible to follow the shortest way along the maximum direction of the hydraulic gradient, being this influenced by the presence or the lack of spaces along this direction (fig. 5B). Amongst all possible routes, the preferred ones will be those situated along the discontinuities with higher hydraulic conductivity (i.e. the most open ones) and having the closest orientation to that of the max hydraulic gradient (MANGIN, 1974; BOEGLI, 1980; FORD and WILLIAMS, 1989; KIRALY, 1975). The cracks where the downflow concentrates will be those more affected by karst erosion and will develop into tunnels and mains.

Fig. 4, 5 and 6: see page 40; fig. 7: see page 41

The more the water circulation is dominated by the presence of karst tunnels and mains, the better the underground or endoglacial draining will be organised and the water flow will be concentrated in few large tunnels. As there are usually both cracks lattices and karst mains, karst and endoglacial aquifers behave in a particular way due to the overlapping of drain subsystems with different features. KIRALY (1975) and MANGIN (1974) propose to represent the permeability of a karst rocky mass like a group of large, rather scarce karst mains (the so-called *main drains*) with extremely high hydraulic conductivity; they drain blocks of variable dimensions made of impermeable material affected by numerous crack systems having low hydraulic conductivity (the so-called *annexed systems*) (fig. 6). Depending on the development of karst or cryokarst cave systems, it is possible to observe a whole range of intermediate behaviours, from cracked aquifers to totally karst aquifers (fig. 7) (UGGERI and VIGNA, 1992).

Study methods

Being the aquifers non-linear systems, the overlapping principle is not valid, therefore it is not possible to study the different parts separately and then sum the effects (KIRALY, 1975). The aquifer must be studied as a whole; it is therefore necessary to apply particular methods to the study of these systems. In a porous means, the investigation methods are based on the theoretical assumption of a uniform, even and isotropic space distribution inside the whole aquifer. In this way one can determine some simple mathematical rules representing their functioning (like, for example the well-known *Darcy law* putting in relation the downflow speed, the hydraulic conductivity and the hydraulic gradient in a porous means) (CASTANY, 1982). In the karst and cryokarst aquifers, the presence of karst phenomena causes a preferential enlargement of some spaces to the detriment of others with an anisotropic and casual distribution of the cracks where the underground or endoglacial waters flow. This not only makes it impossible to represent the behaviour of the aquifer with a linear equation, but characterises each aquifer with its own set of equations, different from one case to the

other, which must be obtained empirically (MANGIN, 1974). Things get more complicated because the space distribution is subject to variation over the time, because of the constant development of karst systems (MANGIN, 1974). Inside a glacier, the distribution of mechanical discontinuity, of cryokarst spaces and mains is even more variable over the time. While on one hand the development of karst systems proceeds, on the other hand the fragile, though plastic, ice reacts to the mechanical stress caused by the movement, making the situation even more dynamic. It creates and joins cracks; it changes morphology and dimensions of tunnels and mains, up to the total occlusion, relentlessly varying the water circulation inside and at the base of the glacier. The constant changes in dimensions and space distribution explain the unusual and particular behaviour of glacial aquifers, where the piezometric surface quickly changes and the mains quickly fill and empty. If this affects endo- and subglacial water bodies of certain dimensions, it can cause a sudden changes in the flow-rate of the subglacial streams, the so-called *glacial routs* (sometimes combined with *surge*, i.e. rapid advancement of the whole glacier) which are amongst the most destructive and dangerous phenomena of the glacial area (BADINO, 1999). In such a situation it is therefore extremely difficult to work out a synthesis of the behaviour of these aquifers by using a mathematical model (BADINO, 1994; ERASO et al., 1994; MAVLYUDOV, 1995, 1999), as it is not possible to obtain statistical rules representing the distribution of empty spaces. Hence, the study of this kind of aquifers should be carried out on the whole karst system through empirical methods based on a large number of observations and ground surveys. The study methods are similar to those used for the analysis of the surface hydrographic systems at regional level (MANGIN, 1974). First of all, one needs to have a hydrological balance and to define the system's hydrogeologic basin. The delimitation of the hydrogeologic basin of the endoglacial systems seems to be easier than in the case of a rocky mass, but one has to consider not only the precipitations and the ablation of the glacier surface, but also the possible contribution by external systems (for example, watercourses coming out of the walls, but also possible springs at the base or along the sides of the glacier).

One should then apply the method of the so-called "black box" (MANGIN, 1974) used to obtain information on the behaviour of complicated systems that cannot be represented with simple linear functions. This method consists in the analysis of the modulation (i.e. the changes) that affect an "input" function (like, for example, the chronological series of the flows feeding the system) while going through the system, being then "returned" as an "output" function (like, for example, the chronological series of the flows at the systems' sources). The mathematical function turning the input function of the incoming flows into an output function of the outgoing flows, called *transfer function*, is the mathematical representation of the system's functioning law. This function is useful for the evaluation of important parameters: the run-off speed, the presence and the volume of a possible saturated zone, the period of stay of the water in the aquifer, the hydraulic conductivity and the transmitting capacity, the presence and the volume of the dynamic reserves, etc. For karst aquifers, other parameters, like the variations of the chemical composition of the water, can be taken into consideration (BAKALOWICZ, 1979; BACALOWICZ and MANGIN, 1980; BOEGLI, 1980; FORD e WILLIAMS, 1989) to give an indication of the period of stay of the water in the aquifer, being this directly proportional to the degree of mineralization. This is obviously not a very important analysis in the case of glacial aquifers, where the ice, whose melting increases the water flow, is in contact with the water but does not significantly affect its chemical composition. The chemical analysis can however reveal if there are hidden supplies of alien water (like, for example, subglacial water). The degree of mineralization of the glacial water could also give an indication of the length of the route touching the bedrock, and therefore, of the importance of the subglacial aquifer (GRISELIN et al., 1994). This is however a theoretical assumption, being the period of stay too short and the flow speed too high to cause remarkable changes in the chemical composition, even in the case of a substrate formed by very soluble rocks. Tests with tracers represent a very useful integration to hydrographical analysis, and easily applicable to the study of the cryokarst aquifers.

These tests can show how a substance artificially introduced into the aquifer according to determined quantities and patterns (input function) is subject to modulation while going through the aquifer.

Photo 4: see page 43

The functioning of the aquifer

The features of the transfer function, a mathematical curve, can provide important information on the aquifer's structure and on its reserves; in particular on the downflow regime (in a saturated or non-saturated zone) and on the predominance of one kind of circulation or another (diffused circulation within a system of cracks assimilable to a porous means or large karst drains) (figg. 8 and 9). It is necessary to know the propagation mechanism of the floods in a karst system (or, in general, of a rainy or melting event) to interpret a hydrogram correctly; one can recognize in detail some of the fundamental features typical of the circulation inside the karst mains (MANGIN, 1974; BAKALOWICZ and MANGIN, 1980; BOEGLI, 1980; FORD and WILLIAMS,

1989) (fig. 8). These features are more or less marked depending on the predominance of the karst circulation (fig. 9a) rather than the diffused one (fig. 9b); recognizing the predominance of one or of the other represents an excellent tool to carry out a preliminary analysis to try to understand the kind of hydrodynamic functioning. In general, the floodwaters go through the non-saturated zone like a kinematic wave, which propagates with a speed 30% higher than the water speed into non-saturated canals (FORD and WILLIAMS, 1989) (be careful therefore to distinguish between the arrival of a crest and the physical arrival of the infiltrated waters). Upon arrival of the floodwaters into the saturated zone, the sudden increase of the water load triggers off the most typical effect of this kind of aquifers, that of “hydraulic rams”, whereby the water stored in the saturated zone is pushed out by a pressure wave whose propagation has the speed of sound (Ford and Williams, 1989). This event determines the presence of a very remarkable flow peak in the hydrogram (2, in fig. 8), which is followed by the petering out of the flood. One can then see the arrival of the water circulating in the annexed systems, through cracks (3 and 4, in fig. 8) slowly giving back the water stored during the flood up to the gradual restoration of the normal low water flow (5, in fig. 8).

The chemical analysis in the karst aquifers during the flood indicates the source of the water (the recently infiltrated water are slightly mineralised, or even still aggressive, while the aquifer waters discharged as a result of the pressure wave are highly mineralised, etc.). This is obviously not possible in a glacial system; the similarity of the exhaustion curves of the floods suggests, however, that the propagation mechanisms of the floods are the same, even though there is no chemical proof. The features of the hydrogram of a karst output are substantially the following: a more or less marked delay in the reaction to the flood (interval t_L in fig. 8); a generally quick and marked increase in the flows, which determines a well identifiable peak in the graph; a slower recession with variable rate depending on the importance of the annexed systems (fig. 9).

Fig. 8: see page 44

In the case of glacial aquifer systems, the output hydrogram will show a series of daily peaks even with no precipitation, because of the short distances (generally of a few hundred of meters) between the absorption points and run-off points and thanks to the water feeding regime (alternating between the daily ablation and its slow down during the night). It is of course necessary to measure the flows at very short intervals in order to see the peaks and therefore recognise the “karst” nature of the exhaustion curve (for example, intervals should be of less than an hour, or, if possible, of few minutes). This obviously implies a great commitment by the researchers and the possibility to install automatic meters, which is not always the case. This kind of investigation is important because it determines the period of stay of the waters, it gives an estimate of the downflow percentage through the cryokarst mains or through cracks and it identifies the presence of a possible, significant saturated zone, both sub- and endoglacial (in which case it has the characteristics of a hanging watertable).

Fig. 9: see page 45

The presence of these factors can be linked with the possibility of anomalous behaviour like, for example, the glacial routs due to the breaking of sills supporting sub- and endoglacial saturated zones. A simple hydrographical analysis shows the possibility for a glacier to be affected by such phenomena. As these events are particularly disastrous in terms of the costs-benefits ratio, this kind of analysis is undoubtedly useful. It is therefore desirable that these investigation methods are systematically applied to those glaciers that, historically, have experienced sudden releases of flood waters.

The tests with tracers

As it is not possible to carry out significant chemical analyses in the glacial systems, the tests with tracers represent the main investigation tool. This kind of tests is based on the introduction of substances not normally present into the aquifer's waters; by going through the aquifer the tracer is subject to changes. Once the system gives the substance back, analyses provides important information on the hydrodynamic functioning (FORD and WILLIAMS, 1989). It is possible to carry out qualitative analysis, checking the presence or absence of the tracer, or quantitative analysis, measuring the concentration of the tracer at predetermined intervals, and build the curve of the flow and its associated hydrograms. The qualitative tests are easier and quicker and can determine the relationship between the point where the tracer is introduced (a sinkhole, for example, but also a point inside a system) and the check-out point (for example, the subglacial stream at the front, but also a point further downstream). This is important to determine the existence of independent drain systems inside a glacier, even though it is quite common that independent endoglacial systems mix their water at the subglacial area next to the front, thus hiding the presence of several, not interconnected aquifers. These tests can also provide information on the downflow speed (considering that the real speed is generally higher than the one estimated on the basis of the arrival time, i.e. the shortest route as the crow flies). The arrival time can also give an indication on the existence of a possible saturated zone, but then one needs a quantitative analysis to determine its features. Many substances are used as tracers, though one should consider

that the ideal tracer should have the following characteristics:

1. be highly soluble in the water (so that the immission can be considered instantaneous);
2. be chemically neutral, not subject to absorption or to chemical reactions reducing its concentration, and stable over the time (this problem is relatively important in the case of glaciers, where the number of chemical elements able to react with the tracers is very limited when compared to the ones present in a soluble rocky means);
3. be physically neutral, i.e. not subject to separation by gravity or easily trapped into the pores;
4. be incorporated into the water without changing its viscosity or density;
5. be detectable at very low concentration with quick and cheap methods;
6. be non-toxic, and neutral to the organoleptic features of the water;
7. not be already present in the system.

Photo 5: see page 46

There are different types of tracers with the above features: radioactive (very close to the ideal tracer and usable at low concentration, but expensive and requiring hi-tech laboratories); biological (spores and bacteria, expensive and delicate, they do not supply quantitative information); detained by mechanical filters (straw, hay and starch); chemical (amongst the most used, sodium chloride is the cheapest and can be easily detected but large quantities are needed. In fresh water, it is very toxic for all forms of life, even at low concentration). Amongst the chemical tracers, the colour tracers are particularly interesting; they give a visible hue to the water. They are very much in use because they are cheap, easy to handle and simple to analyse. The fluorescent tracers are those mostly used for karst application; they give fluorescence to the water, which can be observed under ultraviolet light (it is therefore not visible to the naked eye in case of low concentration, which is extremely important if the water is later used for drinking).

The most used ones (UGGERI and VIGNA, 1992) are: sodium-fluorescein (sodium-salt of resorcinphthaline) and, more recently, *Tinopal*, an optical bleach used to bleach the raw cotton and also added to many detergents (it gives the washing the much-praised "whiter white"; this substance cannot obviously be used into aquifers polluted by household waste waters, a very rare occurrence among glacial aquifer, but quite common in karst systems). The fluorescein is a dark-red powder; when diluted, it gives the water a greenish fluorescence (one can find it in most bath foams or green and yellow detergents; therefore it has same limitations as the *Tinopal*). The semi-quantitative analyses can check its presence by using receptors introduced into the source. The receptors are made of a layer of cotton gauze containing granules of activated carbon to fix the chemical. In case of quantitative analyses, the samples taken are analysed with a spectrophotofluorometer. As this substance can be detected at very low concentration, small quantities can be used (few hectograms in the glacial aquifers), this is a good advantage, considering the costs of the chemical and the difficulties to reach the glacial areas. In karst systems, the *Tinopal*, even though less soluble, has the advantage of being much less subject to absorption by clays. It is captured by receptors made out of a simple, rough, non-bleached cotton cloth (for example, surgical gauze). Because of the low solubility, the use of fluorescein is generally preferred in the glacial aquifers, where the low temperature of the water makes it even more difficult for the tracer to dissolve (and where there are no absorption problems, as clay amounts are generally very low). Both tracers are light sensitive and deteriorate when exposed to the light, so the receptors should be positioned in sheltered places and the samples should be taken at the run-off, if possible, to minimize the flow exposed to daylight. Both the samples and the receptors should be kept in the dark. In both cases, the semi-quantitative analyses can be done in the field, under the ultraviolet light of a Wood lamp.

Some rather inaccurate formulae can assist in calculating the quantity of dye to be introduced, based on the distance between the introduction point and the check-out point and on the average rate of flow estimated on the basis of hydrological balance. However, the quantity used is always relatively low, maximum a few kg (the hydrogeological literature reports numerous and funny anecdotes about the mistakes made while calculating the amount of dye. In the 80's, for example, half of the waters of Lake Como became bright green; in the South of France, a tank truck of Pernod overturned and spilled its liquid into a stream heading for a karst cavity, thus unintentionally colouring the water, to the delight of the speleologists visiting it). With regards to the analyses, water samples are regularly taken at the check-out points, leaving also some receptors on site. Automatic samplers are often used, as they can take water samples at regular intervals and for a long time, thus producing good tracer concentration curves over the time.

The tests with tracers have been used on the Forni Glacier. In August 1993, during the campaign of the Comitato Glaciologico Italiano (UGGERI and CORVI, 1995) tests with tracers were carried out to study the time and arrival patterns at the run-off of two different substances (sodium-fluorescein and *Tinopal* CBS-X) run into two different sinkholes. Both tracers were returned after about 20 hours (UGGERI and CORVI, 1995).

The restitution graphs were similar, though with a slight difference between the two concentration peaks (respectively 24 hours for the *Tinopal* and 28 hours for the fluorescein). This shows that the water running into

two different sinkholes had followed different routes and therefore they belonged to two separate and independent systems, communicating only at the front. The flow-speed (respectively 81 m/h and 66 m/h) is very high and suggests the presence of well-arranged drain routes, while the presence of minor peaks suggests the existence of a limited endo- and subglacial saturated zone. During another test, carried out in August 1994, sodium chloride was run into a supraglacial stream (MENEGHEL et al., 1995), but there were no results as the concentration of the tracer may have been below the sensitivity threshold. Other tests with tracers, carried out by the Italian expedition to Perito Moreno (Patagonia), identified one of the longest endoglacial routes in the world (more than 2 km between the introduction point and the source).

4 – THE WATER CIRCULATION INTO THE GLACIERS

Ground observations suggest that the mass of a temperate or subpolar glacier can be divided, both on the surface and in the depth, into large domains with peculiar physical and hydrogeological characteristics. Consequently, different aquifers usually coexist in the same glacier, with different geometric and hydrodynamic parameters, and are not necessarily interconnected (figg. 10a and 10b). Moreover, the structure of the endoglacial aquifer, the geometry of the piezometric surface, if any, and the distribution of the subglacial waters are all dynamic elements, varying in space and time and often with seasonal cycles.

The epiglacial aquifers

In the accumulation zone and in the equilibrium zone of a glacier (ERASO and PULINA, 1994; PATERSON, 1994; BENSON, 1961; MÜLLER, 1962; SCHOMMER, 1976) snow and firn form a surface aquifer (epiglacial); its water circulation is typical of porous and isotropic means, from the point of view of the hydraulic conductivity. The meltwater moves amongst the intergranular spaces (with less and less empty spaces as it reaches deeper and the snow becomes more compacted; the firn being generally less permeable than the snow) (ERASO and PULINA, 1994). The max thickness of the surface aquifer is usually between 12 and 25 m (PATERSON, 1994; SCHOMMER, 1976). These aquifers are characterised by suspended waterbeds (ERASO and PULINA, 1994). Being the firn right above the thick, water-tight ice, a network of mains often originates at the firn-ice contact area (MAVLYUDOV, 1995). This network then feeds the supraglacial flow of the ablation zone. Surface rills and meanders are often englobed into surface aquifers when the layers of old snow or firn cover the superficial waters with snow bridges (ERASO and PULINA, 1994) (photo 1). The surface, supraglacial-flow in the ablation zone is arranged into a network of winding canals, more or less deeply embanked (*bédières*), which can either reach the front or feed the endo- and subglacial circulation. Depending upon the surface topography, there are generally many independent surface drain systems, often located at the glaciers' edges, along the lateral moraine, and in the areas subject to shearing and compression stresses (like at the confluence of two glacier tongues, where two parallel systems generally develop on the two sides of the median moraine).

The endoglacial aquifers

The surface waters, as well as those of the epiglacial aquifer, can be captured and carried deeply inside the glacier through surface discontinuities like cracks, crevasses and above all cryokarst sinkholes (photo 2). The resulting endoglacial aquifer has features and circulation patterns perfectly matching the ones of karst aquifers, as described above (ERASO and PULINA, 1994; SCHROEDER, 1991; BADINO and PICCINI, 1995), though its real internal structure is still very much under scrutiny.

Fig. 10 a: see pag 49

These aquifers are made up of several sections, made permeable by cracks and karst mains, where the water circulation, like in karst systems, is complicated and made dynamically variable by the preferential widening of some cracks as a result of frictional melting. The presence of different, independent aquifers, not necessarily interconnected, is quite a common occurrence (MAVLYUDOV, 1995, 1999; SCHROEDER, 1995). Some authors envision a central system and two lateral systems, as on the surface, with the possible addition of those systems developed at the confluence of two glacier tongues (ERASO and PULINA, 1994). However, wherever there are permeability barriers, as in the areas of strong compression or shearing stress, small independent aquifers are likely to form. The existence of a complicated aquifer formed by independent subsystems, is proved also by other observations. Many sinkhole systems are indeed lined up both at the main median moraines and at the minor ones; this means that the shearing zones subtended by the moraines work as permeability barriers, thus obstructing the interconnection of adjacent systems.

Fig. 10 b: see page 50

The temporary obstruction of endoglacial mains, due to distortions of tunnels as a result of glacier movements or underground collapses, often represents an obstacle to the endoglacial downflow. The water

level in the moulins goes up, sometimes very quickly (some meters in few minutes, photo 3), as in the case of the Forni Glacier reported by SMIRAGLIA (personal communication) and MENEGHEL (1998). The fact that the water level goes up only in a limited number of moulins without involving the adjacent moulins leads to the conclusion that there is more than one endoglacial downflow route, each one independent from the other.

The preferential widening of some cracks to the detriment of others produces a branching network of mains (ERASO and PULINA, 1994; MAVLYUDOV, 1995; BADINO, 1999) draining the water from the surface moulins towards a deep, saturated zone. The structure of such saturated zone is still under discussion; some researchers assume that it extends all the way down to the bedrock (ERASO and PULINA, 1994); others suggest an impermeable horizon supporting a saturated zone of a relatively small size (SCHROEDER, 1991; BADINO, 1994; TOGNINI and INGLESE, 1995). Saturated layers have been observed many times on the bottom of endoglacial moulins and caves and seem to be located at a depth between 50 and 200 m in most of the temperate and subpolar glaciers.

Photo 6: see page 51

The variation of the “piezometric surface” during the year can be, in some places, change of a few hundred meters and can move surprisingly fast, depending on the feeding conditions of the meltwater and on the glacier movements, which can cause almost immediate changes to the geometry of the endoglacial canals (SCHROEDER, 1995, 1991; ERASO and PULINA, 1994; BADINO and PICCINI, 1995; BADINO, 1999).

Both the depth of the saturated zone and the depth distribution of the moulins are surprisingly similar among glaciers, with no relation to dimensions and thickness of the ice mass (BADINO, 1995). The steadiness of the depth of the saturated zone in all glaciers implies the existence of a surface layer of ice, made permeable by cracks, having the same thickness in very different glaciers; this layer hosts one or more endoglacial aquifers and it is bordered, at the bottom by a water-tight layer, the transition zone. Here the fragile ice, which originates and maintains mechanical discontinuities and cracks, turns into plastic ice, which tends to join the cracks produced by the flow and by re-crystallization (PATERSON, 1994; NYE, 1952, 1953). Some authors have tried to calculate at which depth this occurs (NYE, 1953; MAVLYUDOV, 1995; PATERSON, 1994). These calculations, rather complicated because the variables are not easy to assess, produce estimates that are generally lower than what is actually measured. The existence of endoglacial caves at a depth of even 170-200 m and the finding of flooded caves at about 200 m of depth during the surveys (PATERSON, 1994), suggest that the fragile-plastic limit can be located at this depth, a hundred meters lower than what theoretically calculated.

There are actually many factors affecting the development and the existence of endoglacial caves, but this is beyond the scope of this report. One should, moreover, consider that the lower the glacier temperature, the higher the depth of the fragile-plastic transition and also that the plastic behaviour of the ice is far from being linear.

The existence of endoglacial caves and of the consequent aquifer is influenced by the dynamic balance between the water pressure, which tends to enlarge the caves, and the ice thrust, which tends to close them. The depth of the assumed “impermeable” limit is linked to this balance; being this dynamic, it varies over time and space. Some researchers report that the water pressure inside the flooded cracks can let them propagate into the depth of the ice, virtually reaching the bedrock (ERASO and PULINA, 1994; ROBIN, 1974; WEERTMANN, 1972; RÖTHLIESBERGER, 1972). This mechanism is undoubtedly valid, but reaching the rocky substrate is only possible if the ice thickness is limited to few hundred meters, as it is difficult to imagine a similar situation in thicker glaciers. If the ice thickness does not exceed 200 m, the endoglacial aquifer is very likely to be directly linked with the subglacial water, without necessarily creating a saturated layer which, if existing, is limited to the zone of the contact with the bedrock. The possible piezometric level is, however, discontinuous and varying in space and time.

If the ice is thicker, the endoglacial aquifer is necessarily a hanging aquifer supported by an horizon, which marks the (gradual) transition from fragile ice to plastic ice. So there is an endoglacial basic level, also variable in space and time, because it is influenced by the dynamic balance between the water supplies (water flows and pressure) and the ice thrust. The saturated zone of the endoglacial aquifer is presumably very narrow and has no piezometric surface as such, like in the hanging karst aquifers. The saturation will be limited to the mains only, being the ice hard and virtually impermeable.

The subglacial aquifers

The endoglacial drain system tends to be captured by the subglacial system near the front, where the ice mass shows more cracks and a reduced thickness. The concomitance of these two factors has it that the mechanical discontinuity can reach the point where the ice is overthrusting the bedrock, thus allowing the capture of the endoglacial system (TOGNINI and INGLESE, 1995). The waters present in the area where the ice is in contact with the substrate move in two different ways (PATERSON, 1994):

1. Circulation through large canals, arranged in a branching or anastomosing structure, and dug into the ice (R or *Rothlisberger canals*) or into the substrate in the case of till or other fine sediments (N or *Nye canals*);
2. Circulation through interconnected cavities, arranged in a network of small canals, which thicken immediately below obstacles or unevenness of the substrate, where the increase of the pressure causes more melting.

The researchers do not agree on the existence of a true, saturated zone touching the substrate. Probably this is a discontinuous, saturated zone of variable thickness and extension in space and time, depending upon the feeding conditions in the different seasons, the climate and the ice movements.

The study of subglacial sediments in areas with no glaciers shows the physical proof, in terms of deposits, of the different distribution and water circulation patterns in the subglacial zone (EYLES, 1983; ROTHLIESBERGER and LANG, 1987). It is normal to find lake deposits, sometimes showing the same features of subglacial deltas, hinting at the possible formation of large water bodies where the ice and the substrate came in contact. These water bodies depends on the existence of sills and obstacles to the downflow and caused by the morphology of the substrate; as the glacier keep moving above the substrate, its viscosity prevents an immediate adaptation to the changes of the substrate, thus sills and obstacles vary over time, determining the short life of the water bodies they support. The sudden break-up of the sills of subglacial lakes is one of the main causes of the sudden floods of the glacial streams (EYLES, 1983). Forms like the *esker* prove instead the existence of watercourses arranged in subglacial canals; the difference in position and grain size distribution in the sediments, allow a reconstruction of the flow of currents, mode and speed of downflow (ROTHLIESBERGER and LANG, 1987; EYLES, 1983). If the substrate is made of carbonated rocks, the water of the subglacial aquifer is very likely to directly feed the underlying karst systems, even though the formation of an endokarst saturated zone following the subglacial saturated zone is not likely to happen, as it depends on the complete saturation of the karst system.

5 – CONCLUSION

The content of the previous paragraphs gives only an overall, schematic and mostly theoretical picture. It highlights how the distribution of the endo- and subglacial water, the water circulation patterns, the structure and arrangement of the aquifers inside a glacier represent a complex research field with huge logistic problems and difficulties in establishing theoretical models. The problems can be overcome by the use of indirect research methods and innovative techniques. The lack of available bibliography on this subject, when compared to other fields of glaciological researches, proves that not many people are dealing with it. Those who do, use methods and models borrowed by karst hydrogeology and by speleology and this maybe the reason why this area of research is not included in the classic glaciological studies. Nevertheless, the research in this field is intensifying and providing new interesting information, which will influence the application and forecasting fields. Once again, though, the mainspring to research is the willingness to discover the mysterious routes of the water inside a glacier, from the moment it loudly sunks into the moulines until it violently goes out at the front.

REFERENCES (see pages 53-54)



Alvaro Mazza (*)

I GHIACCIAI DELL'ALPE VEGLIA: VARIAZIONI STORICHE E DINAMICA ATTUALE (Alpi Occidentali, Piemonte)

1 - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La conca dell'Alpe Veglia si trova nella regione dell'Ossola, facente parte delle Alpi Lepontine Occidentali; è dominata dalla piramide del Monte Leone che, con i suoi 3552 m, è anche la vetta più elevata di questo settore alpino. L'orientamento dei singoli solchi vallivi che confluiscono nella piana dell'Alpe, situata tra i 1700 e i 1800 m di quota, su una lunghezza di circa 1800 m, va dal Nord (Avinio) al Sud-Ovest (Boccareccio), presentando quindi ambienti differenziati, con ricchezza e varietà di panorami, vegetazione e fauna; il tutto oggi protetto dalla condizione di Parco Naturale. L'Alpe è collocata alle coordinate geografiche medie seguenti: a) longitudine: 4° 18' W da Monte Mario e 8° 8' E da Greenwich; b) latitudine: 46° 30' N.

2 - SCOPO E MODALITÀ DELLA RICERCA

Scopo del presente lavoro è la formulazione di una sintesi delle conoscenze attuali sui ghiacciai dell'Alpe Veglia. La ricerca si basa essenzialmente:

- a) sull'esame della cartografia disponibile, pur tenendo presente la scarsa confrontabilità tra la documentazione passata e la presente (diversi inquadramento geodetico, tecnica di rilevamento e modalità di disegno cartografico);
- b) sulle osservazioni e relazioni delle Campagne Glaciologiche organizzate dal Comitato Glaciologico Italiano (nel seguito denominato C.G.I.), discontinue negli Anni Trenta (VANNI) e relativamente continue dal 1961 (SILVESTRI, 1961-1971; MAZZA, dal 1974).

La comunicazione si articola in due parti:

- 1) analisi della cartografia storica e attuale; valutazione delle scarse informazioni climatiche di zona; limiti del metodo causati dall'eterogeneità della documentazione disponibile;
- 2) descrizione dei singoli ghiacciai e della loro evoluzione nel corso degli ultimi 120 anni.

I dati metrici dei singoli ghiacciai sono stati rilevati dalla Carta Tecnica Regionale del Piemonte, le cui caratteristiche verranno in seguito illustrate. In relazione alla data del rilevamento e alle modalità del disegno, questi dati potrebbero contenere errori di valutazione.

3 - FONTI CARTOGRAFICHE E DATI RILEVATI NEL CORSO DELLE CAMPAGNE GLACIOLOGICHE DEL C.G.I.

1885 - Carta d'Italia in scala 1:50.000 (IGM).

Il primo documento valido ai fini di una ricostruzione storica dell'estensione passata dei ghiacciai dell'Alpe Veglia, peraltro scarsamente metrico, è la Carta topografica d'Italia dell'IGM (quadrante 15 IV, Monte Leone, scala 1:50.000), rilevata nel 1885. La sua scala, relativamente piccola, e il disegno, che rispecchia il livello della tecnica cartografica dell'epoca, consentono di osservare solo l'estensione approssimativa dei ghiacciai alla data del rilevamento; il documento è pur sempre valido, tenendo conto sia del metodo di rilevamento (grafico diretto con la tavoletta pretoriana) sia delle difficoltà logistiche del tempo (accesso ai ghiacciai, partendo da Varzo, 560 m). E' disegnato nitidamente il solo Ghiacciaio d'Aurona, nome esteso, e non senza ragione, al complesso dei due

(*) Comitato Glaciologico Italiano, Società Meteorologica Italiana, CGS.

ghiacciai di Aurona e del Monte Leone che, come vedremo, hanno comune origine e sono, a tutti gli effetti, un “continuo”. Per quanto è stato possibile accertare, non risultano effettuate, prima del 1885, indagini specifiche sui ghiacciai dell’Alpe Veglia.

1914 - Carta d’Italia in scala 1:50 000 (IGM), revisione generale

Nessun aggiornamento per quanto riguarda l’estensione dei ghiacciai; soltanto il disegno risulta più nitido. Purtroppo, come già altre volte osservato, ben poca attenzione è stata dedicata alla rappresentazione grafica delle masse glaciali, sebbene queste costituiscono una preziosa riserva d’acqua e possano dare origine, in taluni casi, a pericoli consistenti (TUFNELL, 1984).

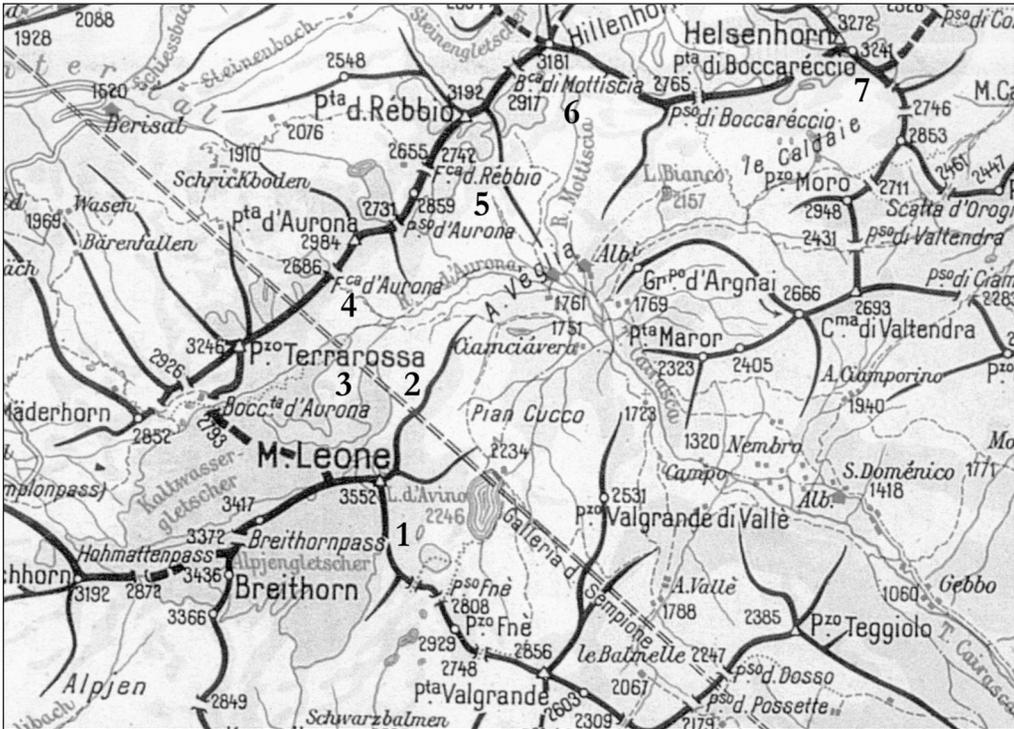


Fig. 1: rappresentazione schematica dei monti dell’Alpe Veglia e posizione dei ghiacciai (ghiacciai: 1 - dell’Avino, 2 - del Monte Leone, 3 - d’Aurona, 4 - del Rebbio, 5 - di Taramona, 6 - del Mottiscia, 7 - del Boccareccio) (dalla Guida da Rifugio a Rifugio del TCI-CAI, vol. Alpi Lepontine, 1956. Autorizzazione TCI del 18 gennaio 2001)

Fig. 1: diagram of the Alpe Veglia catchment area and location of the glaciers (glaciers: 1 - Avino, 2 - Monte Leone, 3 - Aurona, 4 - Rebbio, 5 - Taramona, 6 - Mottiscia, 7 - Boccareccio) (from Guida da Rifugio a Rifugio published by TCI-CAI, vol. Alpi Lepontine, 1956. Kind written permission of TCI of January 18, 2001)

1930 - Le carte tematiche di SACCO (1930)

Il SACCO visitò le valli dell’Ossola, inclusa la conca dell’Alpe Veglia, nell’agosto del 1929 e condensò le proprie osservazioni in due carte tematiche dei depositi glaciali, accluse alla sua estesa descrizione del glaciale passato e presente di questo settore alpino, utilizzando come base i fogli 5, 15, 29 e 30 della Carta d’Italia dell’IGM alla scala 1:100.000. Di questi non è precisata l’edizione, ma si devono presumere compilati sulla base dei primi rilevamenti della zona, effettuati, come già detto, nel 1885. Tale edizione è la stessa utilizzata come base del foglio geologico 15 (Domodossola, in scala 1:100.000); quest’ultimo però, stampato a colori, ha maggior contenuto informativo rispetto alle due carte tematiche del SACCO, disegnate in nero.

L'Autore (1930) fu il primo a porre in rilievo la bella serie di cordoni morenici sulla sinistra idrografica del vallone d'Aurona, riferibili all'ultimo stadio di ritiro del ghiacciaio quaternario, detto di Daun; questa attribuzione è motivata dal fatto che le morene si trovano direttamente a valle dei depositi glaciali frontali storici del Ghiacciaio d'Aurona, aventi quota minima di 2200 m circa, riferibili all'espansione massima della Piccola Età Glaciale (1820-1855 circa); i cordoni morenici stadiali, in parte affiancati, si originano a quota 2100 m circa, sotto il poggio della cascina (diroccata) di quota 2159 m, e scendono fin sotto 1950 m, causando la deviazione della piccola idrografia locale. Data la scala (1:25.000), nella cartografia ufficiale attuale (IGM e Carta Nazionale Svizzera) tale dettaglio morfologico non compare, mentre è visibile, anche se in forma di unico cordone morenico arrotondato, sulla Carta Tecnica della Regione Piemonte.

1933 - Carta d'Italia in scala 1:25.000 (IGM).

Il successivo rilevamento della Carta topografica d'Italia (IGM, tav. 15 IV N.E., Alpe Veglia, scala 1:25.000), oggi ancora in commercio, fu effettuato nel 1933 con la tavoletta pretoriana; la carta ottenuta è utile per la ricostruzione della evoluzione dei ghiacciai nell'ultimo sessantennio e, considerati i mezzi del tempo, appare di livello accettabile. Le coordinate geografiche sono riferite all'ellissoide di Bessel; il reticolato chilometrico (UTM) a quello internazionale (Hayford).

1941 - Carta Nazionale Svizzera (Servizio Topografico Federale, ora Ufficio Federale di Topografia) in scala 1:50.000.

Nel 1941 viene pubblicato il foglio 274, Visp, e nel 1947 il foglio 275, Valle Antigorio, della Carta Nazionale Svizzera (nel seguito denominata CNS), in scala 1:50.000; i due fogli coprono l'intero territorio della conca dell'Alpe Veglia. Il disegno, al solito molto nitido, si rifà alla carta italiana del 1933, per cui la situazione non appare aggiornata anche nelle successive edizioni a partire dal 1957 (f. 274) e dal 1959 (f. 275). E' comunque un eccellente documento per una visione d'assieme del glacialismo dell'Alpe Veglia. La CNS è costruita in proiezione conforme cilindrica obliqua; la squadratura è fatta secondo il reticolato chilometrico nazionale svizzero. L'origine delle quote (datum) è la *Pierre au Niton* (scoglio roccioso che emerge dal Lago di Ginevra), quotata 373,600 m s.l.m.

1972 - Carta Nazionale Svizzera in scala 1:25.000.

Nel 1972 viene pubblicato il foglio 1290 (Helsenhorn) della Carta Nazionale Svizzera; nel 1974 segue il foglio 1289 (Briga); in scala 1:25.000, queste carte rappresentano in modo ottimale e aggiornato anche il versante italiano delle Alpi, ivi compresi i ghiacciai della zona; il piccolo glacione dell'Avino, rientra invece nel foglio 1309, Simplon (1971), della stessa cartografia. La proiezione conforme cilindrica obliqua è la stessa della cartografia al 50.000; lo stesso dicasi per l'origine delle altitudini. Anche dopo la pubblicazione della CTR-Piemonte, la Carta Nazionale Svizzera rimane il miglior documento cartografico dell'Alpe Veglia e delle valli dell'Ossola in genere, specialmente per quanto riguarda la rappresentazione dei ghiacciai. L'eccellente risoluzione consente l'ingrandimento alla scala 1:10.000 senza perdita di dettaglio.

1988 - Carta Tecnica Regionale del Piemonte (in parte della Comunità Montana Valle Ossola).

Nel 1988 venne rilevata la Carta Tecnica della Regione Piemonte, in scala 1:10.000, mediante aerofotogrammetria da quota 9500 m, per le sezioni Lago d'Avino, 035140 e Monte Leone, 035100 (entrambe a cura della Comunità Montana Valle Ossola); la sezione 035070, Punta di Boccareccio (senza indicazione della quota di volo) fu rilevata nel 1991 a cura dell'Ufficio Cartografico della Regione Piemonte. La Carta Tecnica della Regione Piemonte (nel seguito denominata CTR) ha notevole interesse glaciologico in relazione alla scala relativamente grande; si deve purtroppo rilevare che la rappresentazione dei ghiacciai lascia a desiderare, forse a causa della quota di volo, più alta del solito (possibili problemi di fotointerpretazione, ASTORI et alii, 1993). In tal senso, descrivendo il singolo apparato, verrà evidenziato ogni dubbio.

Rilievi C.G.I.

Si interessarono dei ghiacciai dell'Alpe Veglia i seguenti autori: SACCO (1930), VANNI (1934-1936), SILVESTRI (1961-1971) e MAZZA (dal 1974 a oggi). Il contributo di questi studiosi è specificato nelle schede relative ai singoli ghiacciai, per quanto ricostruibile dalla cartografia e dalle relazioni redatte nel corso delle campagne glaciologiche organizzate dal C.G.I.



4 - L'EVOLUZIONE CLIMATICA NELLA CONCA DELL'ALPE VEGLIA

Prima di accennare agli aspetti climatici, si ritiene opportuno sottolineare come la relazione tra evoluzione del clima e fluttuazione dei ghiacciai sia complessa e sovente troppo semplificata; essa non può inoltre prescindere da considerazioni di meccanica dei ghiacciai (applicazione specifica della meccanica dei continui), premessa alla comprensione delle modalità di trasferimento di massa dal bacino di accumulo a quello di ablazione. Questa relazione risulta a sua volta essenziale per capire la reazione del ghiacciaio alle variazioni climatiche.

PATERSON (1994, p. 3) è chiaro in proposito: “*That glaciers advance and retreat in response to change in climate is a common knowledge, but the relation is more complex than usually assumed ... But an understanding of the meteorological problems is not enough; the flow characteristics of each particular glacier determine how it reacts to a climatic change*”.

Qualche informazione sull'evoluzione del clima nell'Ossola tra il 1950 ed il 1990 lo si trova in MAZZA & MERCALLI (1992) e in MAZZA (1998). Si tratta di una serie di dati validi per l'alta Val Formazza e per la Valle Antrona, concordante con i dati frammentari disponibili per gli altri bacini imbriferi/glaciali delle Valli dell'Ossola. Va detto che la rinuncia al presidio invernale della diga dell'Avino (ENEL), dopo l'incidente all'elicottero nel cambio di guardia alla diga, con la perdita di 4 vite umane (1976), ha causato la cessazione del rilevamento invernale di quei dati meteorologici che sarebbero stati preziosi per lo studio della relazione tra clima e ghiacciai della zona. Esistono altre serie inerenti le precipitazioni nelle valli contigue (Formazza, Devero e Antrona, fonti ISTAT ed ENEL). Vi sono però sensibili discrepanze tra i dati raccolti in Val Formazza e quelli rilevati per il confinante ghiacciaio del Gries (KASSER P. et alii, 1986), in territorio elvetico: la quantità di precipitazioni in Val Toggia (fonti italiane) e sul vicino Ghiacciaio del Gries (fonte svizzera) sarebbe infatti in rapporto di 1:2!

Utile inoltre la consultazione degli annuari *Die Gletscher der Schweizer Alpen - Les Variations des Glaciers Suisses* (dal 1999, *The Swiss Glaciers*) che, a partire dal 1880, documentano le variazioni dei ghiacciai della Svizzera, sottoposti a controllo annuale (attualmente 121 unità), precedute dall'illustrazione delle condizioni meteorologiche e climatiche dei vari settori glacializzati; nel caso specifico dei ghiacciai dell'Alpe Veglia, interessano la meteorologia e il clima dei monti confinanti con questo bacino imbrifero e glaciale (spartiacque Vallese/Alpe Veglia).

Dai pochi dati disponibili risulta comunque evidente che dopo un periodo relativamente favorevole al glacialismo (tra l'autunno del 1974 e la primavera del 1980) i valori delle precipitazioni sono sempre stati inferiori alla media, specialmente dopo il 1986; le temperature mostrano invece una crescita. La riduzione delle precipitazioni, e il maggior soleggiamento al suolo, sono gli effetti combinati più sfavorevoli per la conservazione di massa dei ghiacciai.

5 - SITUAZIONE ATTUALE DEI GHIACCIAI DELL'ALPE VEGLIA

Nella conca alpina dell'Alpe Veglia esistono attualmente sette unità glaciali, di cui tre sono ora propriamente ghiacciai e quattro debbono considerarsi glacionevati permanenti. I ghiacciai con morfologia superficiale tipica (crepacciatura, indice di moto in condizioni di trazione) sono quelli del M. Leone, di Aurona e del Mottiscia. I glacionevati, con estensione dipendente dall'innevamento residuo, sono quelli dell'Avino, del Rebbio, di Taramona e del Boccareccio.

336.1 Ghiacciaio dell'Avino

Lunghezza: 550 m

Area superficiale: 11 ha

Quota massima del bacino: 3322 m

Quota massima: 2700 m

Quota minima: 2480 m

Inclinazione: 22° Esposizione: E

Non figura nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (CGI, 1959-1962). Questa piccola unità, peraltro dotata di depositi glaciali molto tipici, si trova ai piedi della parete Est del M. Leone ed è alimentata in prevalenza da valanghe. L'apparato, del tutto scomparso nell'agosto del 1971 (osservazioni dirette dell'autore), si è ricostituito in seguito, date le migliorate condizioni di alimentazione, specialmente nelle primavere del 1977, 1978 e 1980. Ben evidente la morena frontale, la cui entità deve essere posta in relazione alla litologia e alla giacitura delle formazioni rocciose che



costituiscono il grande imbuto di alimentazione del glacionevato, che raggiunge una quota massima di 3322 m CNS (Stichelgrat).

L'apparato non appare sulla carta IGM al 50.000 (1885 e 1914); è invece disegnato sulla tav. 15 IV S.E., Iselle (1933), come pure sul foglio 15, Domodossola, (compilato in base ai rilevamenti 1931-1939), nonostante la piccola scala; la miglior rappresentazione è quella del foglio 1309 della CNS (1971), specialmente per il relativo apparato morenico. La CTR, sezione 035140, rappresenta con chiarezza i depositi glaciali (specialmente le morene laterali) ma non il piccolo glacionevato, pur esistente. L'ultima nostra osservazione, nel settembre 2001, ne rivelava la presenza e l'innevamento totale da neve residua.



Fig. 2: il Ghiacciaio dell'Avino (A. Mazza, 5 agosto 1991)

Fig. 2: the Avino glacier

337 Ghiacciaio del Monte Leone

Lunghezza²: 900 m

Area superficiale: 50 ha

Quota massima del bacino: 3552 m

Quota massima: 3350 m

Quota minima: 2550 m

Inclinazione: 35°

Esposizione: N

Questo ghiacciaio compare nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (CGI, 1959-1962) con la denominazione di "Ghiacciaio del Leone". E' però preferibile il toponimo "Ghiacciaio del Monte Leone", essendo il primo attribuito anche all'apparato n. 283 del citato catasto (gruppo del M. Cervino). La terrazza di quota 3350 m circa, sul versante Nord del M. Leone, costituisce la comune origine dei ghiacciai del Monte Leone, d'Aurona e Kaltwasser, quest'ultimo defluente nel Vallese. A questa complessa morfologia corrisponde una situazione tensionale e termica di speciale rilievo per la glaciologia teorica, cui risulterebbe estremamente interessante applicare l'analisi degli *elementi finiti*³ (BRAUER, 1992), ai fini di comprenderne gli aspetti meccanici e termodinamici. La massa di ghiaccio che dà origine ai tre ghiacciai citati, deve infatti ritenersi *fredda*, cioè interamente al di

² dalla diffluenza, a q. 3150 m.

³ l'analisi degli elementi finiti, nata in ambiente aeronautico (Boeing) negli Anni Sessanta, è un metodo che fu inizialmente utilizzato, nelle fasi di progettazione, per la simulazione e il calcolo computerizzato di componenti costruttivi, tenendo conto della geometria, dei materiali e degli sforzi cui possono essere sottoposti, sia meccanici che termici. Oggi ha vastissima applicazione per la risoluzione dei problemi inerenti l'analisi strutturale, la termotecnica, la fluidodinamica, l'elettromagnetismo; ovunque il problema esaminato rientri nei concetti di campo e di continuità. Può avere un ampio utilizzo in ambito glaciologico, per lo studio dello stato di tensione e delle deformazioni dei ghiacciai. Esempio, in tal senso, è l'applicazione realizzata allo Storglaciaren (Kebnekeise, Svezia, Hanson, 1995).



sotto degli 0 °C (273,15 K). Tale asserzione si basa sulla considerazione della esposizione a Nord, della quota e della relativa stabilità: dall'inizio delle proprie osservazioni (1971) raramente si sono verificati crolli notevoli quali certamente sarebbero avvenuti se almeno la base del ghiacciaio sospeso fosse stata *temperata*.

In tal caso, infatti, sarebbe da ipotizzarsi un'interfaccia liquida tra letto roccioso e ghiaccio; questa riduce l'attrito alla base del ghiacciaio causando un aumento di velocità e lo scivolamento sul fondo (LÜETHI, 1994), con effetti talora catastrofici, come avvenuto, ad esempio, al Ghiacciaio Superiore di Coolidge nel gruppo del Monviso (MORTARA & DUTTO, 1990). Da questa terrazza, a quota 3150 m circa, scende a NE un canalone che raggiunge il corpo inferiore del Ghiacciaio del Monte Leone a quota 2760 m circa. Di questo canalone parla il SACCO (1930) che peraltro non dice espressamente se nel 1929, data della sua visita, esso raggiungesse o no il corpo inferiore del ghiacciaio; fatto questo che probabilmente non si produce più alla data del rilevamento del 1933 della tav. Alpe Veglia dell'IGM. Alla base del canalone, allora rocciosa, era stata determinata la quota di 2761 m. La prima edizione della cartografia locale IGM (1885) rappresenta confusamente il ghiacciaio, senza il canalone NE di alimentazione. Non migliore è la rappresentazione sull'aggiornamento 1914 dello stesso quadrante.



Fig. 3: il Ghiacciaio del Monte Leone (A. Mazza, 21 agosto 1999)

Fig. 3: the Monte Leone glacier

Una fotografia di VANNI del 1935 (CGI, 1961) indica il collegamento del canalone all'elemento inferiore del ghiacciaio; un'altra fotografia dello stesso autore, del 1939 (CGI, 1961) lo mostra staccato. Attualmente il canalone è collegato; il collegamento si è ristabilito nell'inverno 1976-1977, caratterizzato da precipitazioni particolarmente abbondanti. Inspiegabilmente, la CTR (1988), indica il canalone troncato a 2970 m circa; data la marcata differenza tra il bianco del ghiaccio e le rocce circostanti, certamente visibile sul fotogramma anche se ripreso da quota 9500 m, tale errore deve essere considerato come una svista nella compilazione. Secondo la tavoletta "Alpe Veglia" dell'IGM (1933), il ghiacciaio nel 1933 terminava a quota 2380 m, con imponente apparato morenico dipendente più dalla franosità della parete N del M. Leone che dall'attività del ghiacciaio stesso. Rispetto alla prima edizione (1885), il rilevamento grafico fu eseguito con perizia e precisione per quanto concerne il ghiacciaio; meno preciso è il disegno della grande morena frontale; tale carta costituisce l'unico riferimento, per quanto incerto, rispetto alla situazione attuale



di forte ritiro. Ritiro che non è mai stato possibile quantificare, in quanto il limite inferiore del ghiacciaio scompare al di sotto della coltre morenica. Sulla CNS, in scala 1:25.000 (1974), il disegno del ghiacciaio e del terreno circostante è del tutto rispondente alla realtà alla data della compilazione.

Nel 1978 il ghiacciaio spariva sotto il morenico a quota 2410 m circa; negli anni successivi, l'onda di piena (dovuta alla buona alimentazione delle primavere dal 1975 al 1980), si propagò anche al di sotto della coltre morenica che, lacerata in più punti, rivelò una notevole massa di ghiaccio; la discontinuità di tali affioramenti non permise mai di eseguire regolari misurazioni. Tra il 1991 e il 1992, il canalone NE, ancora collegato con il corpo inferiore del ghiacciaio ma già contrattosi vistosamente in destra idrografica (dove l'alimentazione è soltanto diretta e da valanghe e testimonia quindi il flusso laminare del ghiaccio), s'interruppe, con conseguente risalita della quota frontale a 2510 m (propria determinazione con livellazione trigonometrica speditiva dal doppio quotato 2344 m IGM; possibile errore: ± 3 m).

E' ora interessante osservare come non vi sia concordanza di fase tra collegamento canalone-ghiacciaio inferiore e reazione alla fronte: l'interpretazione del fenomeno può avvenire alla luce della meccanica dei ghiacciai. Per capire il comportamento alla fronte è indispensabile costruire il modello di trasferimento di massa del ghiacciaio: in questo modello entrano parametri come le proprietà meccaniche e fisiche del ghiaccio, la dipendenza dalla temperatura, dalla dimensione del grano e dalla condizione dei contorni del grano, nonché la sua risposta alle modalità di sollecitazione (trazione, compressione, scorrimento viscoso). E' inoltre essenziale definire la geometria del ghiacciaio e le interazioni tra i fattori sopra indicati.

Il Ghiacciaio del M. Leone si trova attualmente in fase di forte ritiro. Il grande apparato morenico nasconde ancora una notevole massa di ghiaccio, la cui fusione è molto lenta, considerando quota ed esposizione dello stesso; l'evoluzione prevedibile è la trasformazione in rock glacier, salvo un'inversione del vigente trend climatico sfavorevole. Il ritiro totale del ghiacciaio, da quota 2380 a 2500 m circa, è da valutare in 500 m circa; ancor maggiore risulta questo valore se riferito alla quota inferiore (2250 m circa) della valletta intermorenica che scende sulla sinistra idrografica del detto apparato frontale, occupata da una linguetta di ghiaccio durante la massima espansione storica del ghiacciaio (1820). Di questa la sola documentazione esistente è costituita dai depositi glaciali.

Ancora una volta si deve lamentare che il disegno del margine frontale del ghiacciaio è impreciso sulla CTR: la fronte, infatti, appare più ritirata in sinistra idrografica dove invece, oltre il margine scoperto, una massa di ghiaccio interamente ricoperta da morenico scende fino a circa 2450 m di quota. La sua conservazione è favorita sia dalla migliore alimentazione del ghiacciaio in sinistra idrografica (canalone di NE; flusso laminare del ghiaccio), sia dall'ombra della parete rocciosa sovrastante che la protegge dalla radiazione solare diretta.

338 Ghiacciaio d'Aurona

*Lunghezza*⁴: 2300 m *Area superficiale*: 100 ha *Quota massima del bacino*: 3552 m
Quota massima: 3350 m *Quota minima*⁵: 2330 m circa *Inclinazione*: 20° *Esposizione*:
 NE

Si è detto dell'origine comune di questo ghiacciaio con quello del M. Leone, entrambi considerati un unico apparato sul quadrante 15 IV dell'IGM (1885). Il ghiaccio, da quota 3150 m circa, defluisce dapprima verso la Valle del Rodano (Svizzera), con direzione WNW. A quota 3000 m diviene sempre più marcata la dorsale spartighiaccio Aurona-Kaltwasser e inizia la diffluenza verso la conca dell'Alpe Veglia. Tale situazione dinamica è analoga a quella del Ghiacciaio del M. Leone poiché anche qui, sotto la bocchetta d'Aurona, a quota 2650 m circa, la colata di diffluenza si sovrappone al corpo inferiore del ghiacciaio, alimentato da crolli di ghiaccio dal margine destro di detta colata e da precipitazioni dirette. Lo stacco tra la massa inferiore, a dinamica piuttosto pigra, e quella sovrapposta, di diffluenza, dotata di una velocità marcatamente superiore, è evidente a fine stagione, a causa della diversa colorazione che assumono le due masse: coperto da sottile velo morenico il

⁴ dalla diffluenza, a q. 3150 m.

⁵ punto di uscita delle acque di ablazione.

corpo inferiore, di ghiaccio bianco brillante la colata di diffluenza dal Ghiacciaio Kaltwasser.

Si ripete che dal punto di vista della meccanica dei ghiacciai la partizione in tre apparati distinti è solo geografica: i tre ghiacciai costituiscono infatti un unico continuo, e come tale dovrebbero essere trattati, come già avvertiva il DE MARCHI (1895): “*Ogni flusso continuo di materia deve rispondere alla legge generale di continuità*”. E K. HUTTER (1983), nel suo trattato di glaciologia teorica, scrive: “*Basic to ice mechanics - be it the theory of glacier flow, the response of floating ice plates to external loading, ice drifting and ice ridging, or the very practical questions of ice forces on structures - are the fundamental laws of the continuum physics*”. Un notevole deposito morenico trasversale e obliquo (quota minima di 2420 m, livellazione trigonometrica dell'autore) separa la parte attiva del ghiacciaio da una breve lingua stagnante, che termina attorno ai 2340 m, generalmente immersa in un campo di nevato. A valle di quest'ultimo escono le acque di fusione, a una quota variabile di anno in anno, a seconda dell'innevamento (residui di valanghe all'interno del vallone intermorenico), tra 2290 e 2315 m.

L'evoluzione del ghiacciaio, come avvenuto per quasi tutti gli apparati dell'Ossola, è descritta in modo generico, senza dati numerici. Accennano al ritiro del ghiacciaio SACCO (1930) e VANNI (1933, 1934 e 1935). Solo le carte topografiche dell'IGM (1885 e 1933), analogamente al caso del Ghiacciaio del M. Leone, consentono di determinare con buona approssimazione la contrazione tra la grande morena latero-frontale destra e la posizione della fronte, chiaramente delineata, del 1933: il ritiro, rispetto alla massima espansione del 1820, risulta di soli 100-150 m circa. In destra idrografica alcuni archetti morenici siti più a valle (quota minima: 2200 m) consentono di ipotizzare che il ritiro complessivo tra il 1820 e il 1933 sia stato di circa 200 m. La lunghezza del ghiacciaio, dalla Bocchetta d'Aurona fino alla fronte, determinata sulla carta IGM del 1885, era di circa 2000 m (± 25 m, data l'incertezza di misura legata alla scala, 1:50.000). Il disegno è nitido, ma la grande morena latero-frontale destra è tracciata in modo errato nella parte più a valle, che è quella più significativa. Sulla tav. IGM del 1933 la lunghezza del ghiacciaio, tra gli stessi estremi, risulta di 2050 m ± 25 m; restano purtroppo non documentate le eventuali oscillazioni avvenute nel frattempo, in specie l'ultima espansione (tra il 1920 e il 1925) cui corrisponde probabilmente un

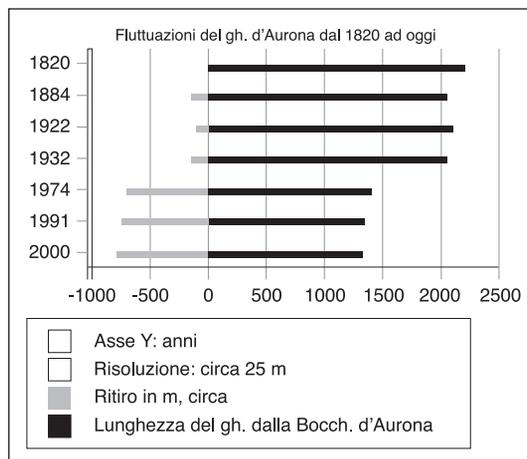


archetto morenico privo di vegetazione, a ridosso della morena latero-frontale destra.

Fig. 4: il Ghiacciaio di Aurona e il suo vasto apparato morenico deposto (A. Mazza, 9 settembre 1994)

Fig. 4: the Aurona glacier and its large moraines.

Su tale base incerta, il ritiro del ghiacciaio dal 1925 al 1934 non può essere determinato con precisione. Infine, la lunghezza del ghiacciaio, come rilevabile dal foglio 1289 della CNS (1974), risulta, sempre dalla Bocchetta d'Aurona, di circa 1300 m. La colata superiore, per effetto del ritiro progressivo, non scende dal punto più basso della bocchetta, ma a monte (Sud) della protuberanza



rocciosa quotata 2806 m IGM.

Fig. 5: variazioni frontali stimate del Ghiacciaio d'Aurona

Fig. 5: estimated terminus fluctuations of Aurona glacier

Lo spessore del ghiacciaio, nel pianoro proglaciale, era di almeno 50 m alla fronte e di 70-80 m 1 km più a monte, valori probabilmente in difetto, in quanto la demolizione incessante del filo delle due morene di sponda per opera degli agenti atmosferici, non consente più di determinare il livello massimo che il ghiacciaio raggiunse in passato. Nell'estate del 1982 piccoli smottamenti locali rivelarono la presenza di ghiaccio sepolto nella morena destra (*ice-cored moraine*).

Tra il 1961 e il 1971 si svolsero le osservazioni del compianto SILVESTRI. Nel 1961, a 5 m dalla fronte, egli pose un segnale (di cui non sono note le coordinate) che è talvolta visibile solo quando il torrente glaciale è in magra, sicché non può essere utilizzato per valutare il ritiro del ghiacciaio tra il 1933 (IGM) e il 1961. Un secondo segnale, su grande masso di calcescisto, fu istituito 200 m a monte del precedente, ma anche di questo non si conoscono le coordinate. Nonostante i tentativi del SILVESTRI e, a partire dal 1975, dello scrivente, di determinare la posizione della fronte, questa rimase sempre incerta, data la forte copertura morenica e la neve residua. Ci si è sempre dovuti riferire al punto di uscita delle acque dal nevato.

Nel 1995 è stata determinata, mediante livellazione trigonometrica, la quota minima del ghiacciaio: 2316 m (± 1 m; punto di uscita delle acque). Il ritiro globale, dal 1820 circa a oggi, risulta di circa 850 m, tra culmine della morena deposta (q. 2322 m CNS) e la posizione presunta attuale della fronte. La determinazione è stata effettuata sul nitido disegno del foglio 1289 della CNS (scala 1:25.000). La carta riporta una quota minima del ghiacciaio di 2357 m che sembra un po' troppo elevata, specialmente tenendo conto che la prima edizione è del 1974. La CTR (1988) fornisce una discreta rappresentazione del ghiacciaio, terminante alla quota minima di 2325 m; inspiegabilmente però non è stata disegnata la parete rocciosa sottostante la Bocchetta d'Aurona, la cui altezza è venuta crescendo negli ultimi 50 anni: essa oggi raggiunge mediamente i 140 m circa (livellazione trigonometrica). Anche la morena trasversale obliqua non è rappresentata.

Il primo punto di uscita delle acque si trovava, nel settembre 1996, a quota 2417 m, sempre in base a proprie determinazioni con teodolite, facendo stazione a quota 2344 m IGM. Per i due maggiori ghiacciai della conca dell'Alpe Veglia, quelli del M. Leone e di Aurona, è arduo indicare

un limite delle nevi residue, considerando la morfologia e l'esposizione del complesso glaciale.

339 Ghiacciaio del Rebbio

Lunghezza ⁶: 600 m

Area superficiale ⁷: 9 ha

Quota massima del bacino: 3193 m

Quota massima ⁸: 2800 m

Quota minima ⁹: 2620 m

Inclinazione: 17° Esposizione:

SW

340 Ghiacciaio di Taramona

Lunghezza ¹⁰: 450 m

Area superficiale ¹¹: 6 ha

Quota massima del bacino: 3193 m

Quota massima ¹²: 2850 m

Quota minima: 2620 m

Inclinazione: 27° Esposizione: S

I due glacionevati del Rebbio (n. 339) e di Taramona (n. 340) raggiungono una quota minima di 2620 m, deducibile dalla CNS; l'IGM del 1885 presenta un disegno confuso dell'allora unico ghiacciaio, inutilizzabile per valutarne l'estensione. L'IGM del 1933 li raffigura ancora come un apparato unitario, ricoprente per intero le pendici della Punta del Rebbio (3190 m) con tre lobi frontali: destro, l'attuale glacionevato del Rebbio; centrale, scomparso, e sinistro, l'attuale glacionevato di Taramona. Ciò è in contrasto con la fotografia del SACCO (1930), eseguita nell'agosto del 1929, che mostra una già netta divisione tra le due unità. Oggi, la loro estensione, specie quella del Rebbio, si è ulteriormente ridotta. Caratteristica la bella morena destra del glacionevato di Taramona. Nella CTR i due apparati sono rappresentati con un'estensione simile a quella della fotografia del SACCO, indice che la ripresa aerea fu eseguita all'inizio dell'estate.



Quota massima: 2850 m

Quota minima: 2600 m circa

Inclinazione: 26°

Esposizione: SE

⁶ valori dipendenti dall'innnevamento residuo.

⁷ vedi. nota 6.

⁸ vedi. nota 6.

⁹ vedi. nota 6.

¹⁰ vedi. nota 6.

¹¹ vedi. nota 6.

¹² vedi. nota 6.

¹³ senza il settore di accumulo Nord, ormai staccato.



Fig. 6: i Ghiacciai del Rebbio (a sinistra) e di Taramona (a destra) (A. Mazza, 5 agosto 1991)

Fig. 6: Rebbio (left on the picture) and Taramona glaciers

Fig. 7: il Ghiacciaio del Mottiscia (A. Mazza, 21 agosto 1999)

Fig. 7: the Mottiscia glacier

Scarsa la documentazione relativa alla passata estensione di questa unità. Una fotografia, pubblicata sulla R. M. del C.A.I. (RAINOLDI, 1965), con la didascalia “L’Alpe Veglia ai tempi di Riccardo Gerla, con il M. Leone” (l’albergo omonimo, ovviamente, non il monte!), senza data, ma verosimilmente del primo decennio del XX secolo, suggerisce una superficie glaciale non molto superiore all’attuale. L’IGM del 1885 rappresenta il ghiacciaio in modo incerto, con quota minima attorno a 2350 m. Valida ai fini glaciologici è invece la fotografia dell’agosto 1929 del SACCO (1930) che ben riproduce l’estensione molto maggiore dell’apparato rispetto all’odierno: l’Autore afferma che il ghiacciaio “.. raggiunge 2400 m circa ..”. L’IGM del 1933 è vaga per il settore frontale, indicando una quota di 2572 m, anche se la posizione planimetrica del punto quotato non è ricollegabile a particolari salienti del terreno circostante. Dalla CNS (1974) si deduce un limite inferiore della fronte attorno ai 2600 m: anche questa carta, solitamente precisa, non porta contributi atti alla definizione del lungo margine frontale. Il confronto tra la fotografia del GERLA (RAINOLDI, 1972), ante 1920, e quella del SACCO (1929) documenta l’espansione che si è verificata tra il 1910 e il 1925. Tra il 1979 e il 1982 il ghiacciaio ha avuto un piccolo incremento, pure se non fu possibile fare misure alla fronte, immersa nel nevato. Il solo elemento concreto è la determinazione, mediante livellazione trigonometrica, della quota frontale che, nel 1995, risulta di 2575 m (± 3 m). Dopo di allora il processo di ritiro è continuato incessante. A valle della fronte odierna vi sono due grandi glacionevati, di cui quello superiore è probabilmente un relitto abbandonato dal ghiacciaio il quale, attorno al 1820, scendeva forse fino a 2200 m. L’asportazione dei depositi glaciali da parte delle acque di dilavamento non consente una valutazione della massima espansione. Anche in questo caso la CTR non fornisce elementi nuovi: il gradino roccioso che, emergendo, ha isolato il pendio nevoso superiore (N), non è rappresentato, mentre ancor più vago, in quanto non concorda con la fotografia, è il disegno del lungo margine frontale.

342 Ghiacciaio del Boccareccio

Lunghezza: 400 m

Area superficiale: 18 ha

Quota massima del bacino: 3272 m

Quota massima: 3150 m

Quota minima: 2980 m

Inclinazione: 23° Esposizione: S

E’ una diffluenza dello Helsengletscher, situato in territorio elvetico (IGM, 1885 e 1933). Si tratta oggi di un glacionevato, adagiato su un pendio di moderata inclinazione, con superficie pari a 1/3

di quella rappresentata sulla tav. IGM del 1933. L'incerto rilievo dell'IGM del 1885 non consente valutazioni sulla condizione del ghiacciaio alla fine del secolo scorso. Sul foglio CNS del 1972 la rappresentazione è quasi attuale: l'altitudine della sella nevosa di collegamento con lo Helsengletscher, in territorio elvetico, è indicata in 3032 m. La CTR rappresenta correttamente il glacionevato, ma la quota stimabile, mediante interpolazione, della sella nevosa è di 3035 m circa,



valore assai dubbio, considerata la contrazione del piccolo ghiacciaio negli ultimi 30 anni. Tale drastica riduzione è dovuta a due fattori, l'esposizione a SW e il limitato bacino di accumulo: a fine stagione talvolta si presenta come un insieme di piccole placche di nevato. Impossibile ricostruirne in qualche modo l'evoluzione, mancando depositi glaciali tipici.

Fig. 8: il Ghiacciaio del Boccareccio (A. Mazza, 5 agosto 1991)

Fig. 8: the Boccareccio glacier

6 - IL TEMPO DI RISPOSTA DEI GHIACCIAI DELL'ALPE VEGLIA

Un recente lavoro di MAZZA (1996) presenta un programma di calcolo del *tempo di risposta*: si tratta di una notevole semplificazione di un problema reale raramente risolvibile in quanto, anche se noti i parametri richiesti (velocità superficiale media, quote massima e minima, inclinazione, ecc.), non è possibile ipotizzare l'evoluzione futura del fattore termico, dal quale dipende l'ablazione del ghiacciaio. Per i ghiacciai dell'Alpe Veglia, inoltre, il problema risulta ulteriormente complesso, in quanto la determinazione della velocità superficiale sarebbe possibile solo con fotogrammetria a grandissima scala, ripetuta annualmente verso il termine della stagione di ablazione, il che comporta un onere economico insostenibile. Un solo caso, quello del Ghiacciaio del Mottiscia, come già scritto, ha evidenziato un tempo di risposta di 3 anni circa, in relazione alle valutazioni telefotografiche che sono state possibili in passato. Si tratta ovviamente di una stima qualitativa.

7 - CONCLUSIONI

Tutti i ghiacciai dell'Alpe Veglia, non diversamente da quanto avviene a livello globale, salvo rare eccezioni, sono in fase di ritiro ormai da un ventennio, dopo tenui accenni di ripresa attorno al 1980. La ricostruzione dell'evoluzione di questi ghiacciai, su base cartografica e fotografica, disponendo di pochi dati climatici, deve essere completata con modelli ispirati alla meccanica dei ghiacciai, onde tentare di interpretare la diversa risposta di unità apparentemente simili in condizioni climatiche analoghe. I dati tratti dalle carte topografiche, diverse per costruzione, riferimenti geodetici, modalità di disegno, devono essere utilizzati con molta cautela. Per un'analisi più approfondita si ritiene opportuna l'applicazione dei seguenti metodi di studio:

- 1) rilevamento mediante fotogrammetria digitale a grande scala, specificatamente finalizzata allo studio delle deformazioni superficiali dei ghiacciai (KÄÄB, 1996), georeferenziata con GPS;
- 2) realizzazione di modelli altitudinali del terreno (DEM), combinati con l'analisi agli elementi finiti (FEM; BRAUER, 1992), per lo studio della dinamica globale dei ghiacciai (HANSON, 1995).

BIBLIOGRAFIA

- ASTORI B., GUZZETTI F., PINTO L. (1993) - *Prove sperimentali di utilizzo di fotogrammi ripresi ad alta quota per restituzione di cartografia alla scala 1:25.000*, Boll. Geodesia e SS. AA., 52, n. 2, 93-108.
- BRAUER J. R. (1992) - *Analisi agli elementi finiti*, Ed. Tecniche Nuove, Milano.
- CGI/CNR (1961) - *Catasto dei Ghiacciai Italiani, vol. 4*, Torino.
- DE MARCHI L. (1895) - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai*, Rendiconti del R. Ist. Lombardo di Scienze e Lettere, Serie II, vol. 23, 25-37.
- HANSON B. (1995) - *A fully three-dimensional finite-element model applied to velocities on Storglaciären, Sweden*, J. Glaciology, 41, 137, 94-102.
- HUTTER K. (1983) - *Theoretical Glaciology*, Reidel Publishing Co., Dordrecht.
- KÄÄB A. (1996) - *Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge*, Mitt. ETH/VAW No. 145.
- KASSER P., AELLEN M., SIEGENTHALER H. (1986) - *Die Gletscher der Schweizer Alpen, 99 e 100 Rapporto*, Commissione dei ghiacciai della Svizzera, della Società Elvetica di Scienze Naturali, Berna.
- LÜTHI M. (1994) - *Stabilità steiler Gletscher*, Tesi di laurea presentata al Dipartimento di Matematica e Fisica del Politecnico Federale di Zurigo.
- MAZZA A. (1996) - *Sul tempo di risposta di un ghiacciaio a variazioni marcate di alimentazione*, Nimbus, 8, pp. 29-32.
- MAZZA A. (1998) - *Evolution and dynamics of Ghiacciaio Nord delle Loce (Valle Anzasca, Western Alps) from 1854 to the present*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 21, 233-243.
- MAZZA A. - *Relazioni delle campagne glaciologiche, Alpi Lepontine, Ghiacciai dell'Alpe Veglia*, Boll. C.G.I., 25 (1976); Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 1(1) 1978; 3(2) 1980; 4(2) 1981; 5(2) 1982; 6(1) 1983; 7(2) 1984; 9(1) 1986; 9(2) 1986; 10(2) 1987; 11(2) 1988; 12(2) 1989; 13(2) 1990; 14(2) 1991; 15, 1992; 16(2) 1993; 17(2) 1994; 18(1) 1995; 19(1) 1996; 20(2) 1997; 21(2) 1998; 22 (2) 1999; 23(2) 2000.
- MAZZA A., MERCALI L. (1992) - *Il Ghiacciaio Meridionale dell'Hobsand (Alta Val Formazza): un secolo di evoluzione climatica e rapporti con la produzione di energia elettrica*, Oscellana, 22, n. 1, 38-44.
- MORTARA G., DUTTO F. (1990) - *Un episodio parossistico nell'evoluzione dei ghiacciai del Gruppo del Monviso: il crollo del Ghiacciaio Superiore di Coolidge*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 13, 187-189.
- PATERSON W. S. B. (1994) - *The physics of glaciers*, 3^a edizione, Pergamon, Londra.
- RAINOLDI (1972) - *Alpe Veglia*, A cura del CAI-Vigevano. Ed. A. G. Casonato, Vigevano.
- SACCO F. (1930) - *Il glacialismo nelle valli Sesia, Strona, Anza e nell'Ossola*, Ed. Provveditorato Generale dello Stato, con 3 carte dei depositi glaciali.
- SILVESTRI P. - *Relazioni delle campagne glaciologiche, Alpi Lepontine, Bacino del Toce, Ghiacciai dell'Alpe Veglia*, Boll. C.G.I., II^a serie, 11 (1961); 12 (1962); 13 (1963); 14 (1964); 15 (1965); 18 (1970); 19 (1971).
- TUFNELL L. (1984) - *Glacier hazards*, Longman, Londra.
- VANNI M. - *Relazioni delle campagne glaciologiche, Alpi Lepontine, Ghiacciai dell'Alpe Veglia*, Boll. C.G.I., I^a s., 14 (1933); 15 (1934); 16 (1936).

ABSTRACT

Si illustra la situazione attuale dei ghiacciai dell'Alpe Veglia, descrivendone l'evoluzione storica, per quanto ricostruibile in base alla cartografia esistente, alle poche fonti disponibili e ai rilevamenti, a partire dal 1961, nell'ambito delle "Campagne Glaciologiche" organizzate dal Comitato Glaciologico Italiano. Si accenna infine brevemente all'opportunità di utilizzare i nuovi metodi di rilevamento e modellizzazione per lo studio di quei ghiacciai per i quali non sono possibili misure in campo.

Parole chiave: *Alpe Veglia, rilevamento, cartografia, clima*

This work outlines the present conditions of the Alpe Veglia glaciers. It describes their historical evolution, making use of existing cartography, scarce documentation and surveys carried out since 1961 through the Glaciological Campaigns organized by the Comitato Glaciologico Italiano. Finally, a short reference to the opportunity of using new methodologies for the surveys and for the theoretical modeling of those glaciers that cannot be surveyed on-site.

Key words: *Alpe Veglia, survey, cartography, climate*

On illustre ici la situation actuelle des glaciers de l'Alpe Veglia, en décrivant l'évolution historique, sur la base



de la cartographie existante, des faibles sources disponibles et des données, depuis 1961, qui viennent des « Campagnes Glaciologiques » du Comitato Glaciologico Italiano. On indique enfin l'opportunité d'utiliser des nouvelles méthodes de relèvement et de construction des modèles pour l'étude des glaciers qu'on ne peut pas mesurer directement.

Mots clés: *Alpe Veglia, relèvement, cartographie, climat*

Alvaro Mazza

THE GLACIERS OF ALPE VEGLIA: HISTORICAL FLUCTUATIONS AND PRESENT DYNAMICS. (Western Alps, Piedmont, Italy)

1 - GEOGRAPHY OF ALPE VEGLIA

The Alpe Veglia basin is located in the Ossola area and belongs to the Western Alpi Lepontine Group; it is dominated by the pyramidal-shaped Monte Leone which, at 3552 m, is the highest peak of this Alpine sector. The orientation of the many valleys that converge into the Alpe Veglia plains, approx. 1800 m long and positioned at an altitude of 1700-1800 m, ranges from North (Avino) to Southwest (Boccareccio), therefore offering a wide variety of environments, with a wealth of sights, flora and fauna now under the protection of a Natural Park.

The Alpe Veglia is located at the following average values of geographic coordinates:

- a) longitude: 4° 18' West from Monte Mario; 8° 8' East from Greenwich;
- b) latitude: 46° 30' Nord.

2 - SCOPE AND SUBJECTS OF THE PRESENT RESEARCH

Scope of this research is to build a synthesis of the available information concerning Alpe Veglia glaciers. The research is based upon:

- a) examination of past and present maps, taking into consideration the scarce reliability of the past documentation when compared to the new one (different geodetic frame, surveying methods, and mapping technique);
- b) investigations and reports of the yearly surveying activity organized by the Comitato Glaciologico Italiano (CGI); discontinuous in the 1930's (VANNI) and fairly continuous since 1961 (SILVESTRI, 1961-1971; MAZZA, since 1974).

Hence the present paper consists of two sections:

- 1) analysis of historic and modern maps; evaluation of the scarce climatic data concerning this alpine area; limits of the investigation, owing to the heterogeneity of the available documentation;
- 2) description of the individual glaciers and their evolution over the last 120 years.

The metric data concerning the individual glaciers have been taken from the sheets of Carta Tecnica Regionale del Piemonte (CRT), whose characteristics will be discussed later. Considering the date of the aerephotogrammetric survey and the map features, the data must be considered as approximate.

3 - THE CARTOGRAPHIC RECORD

1885 - Carta d'Italia, 1:50.000 (IGM), sheet Monte Leone

The official Italian map of the Istituto Geografico Militare (sheet 15 IV, Monte Leone, at scale of 1:50.000), surveyed in 1885, is the first document useful to reconstruct the past extent of the Alpe Veglia glaciers, even if somewhat metrically inaccurate. Its quite small scale and a drawing matching the then-state of the art just allow to estimate the approximate extension of the glaciers at that time. The document is to be evaluated considering the surveying method (plane table) and the logistic difficulties to reach the glaciers (from Varzo, 560 m). Only the Auroa Glacier is clearly outlined; the name, with good reasons, is given to the two present glaciers, "Monte Leone" and "Auroa", sharing a common origin and, from the glacier mechanics point of view, a "continuum. As far as we could investigate, no specific surveys were conducted on the Alpe Veglia glaciers prior to 1885.

1914 - Carta d'Italia, 1:50.000 (IGM), sheet Monte Leone, general revision.

The second release of the above map shows a given improvement in the glacier drawing but their shape and surface area are unaltered. As already remarked by MAZZA (1998), scarce attention has always been paid to a reliable cartographic representation, even though glaciers represent a precious, inexpensive water reserve and





may be the source of severe hazards for people and human activities (TUFNELL, 1984).

Fig. 1: see page 66

1930 - SACCO's thematic maps (1930)

SACCO (1930) visited the Ossola valleys, including the Alpe Veglia basin, in 1929; his surveying activities were summarized in two thematic maps of the glacial deposits attached to his accurate analysis of the past and present glaciers extension in this Alpine area. The base for his maps were the sheets Nos. 5, 15, 29 and 30 of the IGM map at scale of 1:100.000. (though no date is quoted, one must presume that those IGM maps were based on the 1885 surveys). The same base map was used for the sheet No. 15 of the geological map of Italy, Domodossola, published in 1913; however, this last map, printed in colours, is easier to read and provides additional information when compared to the black-and-white SACCO's maps.

SACCO (1930) was the first to describe the interesting series of lateral moraines on the hydrographic left of the Aurna valley, which he referred to the Daun glacial retreat stage, since they are directly downstream the glacial deposits left by the Aurna Glacier during the Little Ice Age (approx. 1820-1855) at an elevation of 2200 m. The stadial lateral moraines begin at the elevation of about 2100 m, under a hut (now destroyed) at 2159 m, and extend down to about 1950 m, causing the small deviation of local hydrography; the scale of the official maps (IGM and Landeskarte der Schweiz, both at 1:25.000) does not outline such geomorphic detail while this is shown, somewhat rounded, on the present regional map (Carta Tecnica Regionale -CTR- of Piedmont at 1:10.000).

1933 - Carta d'Italia, 1:25.000 (IGM)

A follow-on survey by IGM took place in 1933 and was again carried out by means of a plane table. The map (Carta d'Italia at 1:25.000, sheet 15 IV N.E., Alpe Veglia) is useful to assess the fluctuation of the glaciers between 1884 and 1933; considering the technical means of the time, the result is quite acceptable. The geographic coordinates are referred to the Bessel ellipsoid; the UTM grid, shown on more recent reprints, is referred to the international ellipsoid.

1941 - Landeskarte der Schweiz (LK), 1:50.000 (Federal Surveying Office)

In 1941, the sheet 274, Visp, and, in 1947, the sheet 275, Valle Antigorio, of the National Swiss Map (later quoted as LK) at 1:50.000 were published. The maps cover the whole basin of Alpe Veglia. The drawing, typical of the Swiss maps, is very clear but, being based on the 1933 Italian data, reflects the situation of the 1930's; no further updates were made for the 1957-1979 reprints. The map is very accurate and can be used for a general understanding of the extension of Alpe Veglia glaciers in the 1930's. The map is compiled on a cylindrical oblique conformal projection; the squaring reflects the Swiss kilometric grid; the elevations are referred to the fundamental bench mark called "Pierre au Niton" (a rock protruding out of the Geneva lake at an elevation of 373,6 m).

1972 - Landeskarte der Schweiz (LK), 1:25.000 (Federal Surveying Office)

In 1972, the sheet 1290 (Helsenhorn) of the LK was published by the Federal Surveying Office; it covers only the small Ghiacciaio del Boccareccio. In 1974, the sheet 1289 (Brig) was also published; it includes five of the seven presently existing glaciers in the Alpe Veglia basin; finally, the small Ghiacciaio dell'Avino is shown on the map sheet 1309, Simplon, surveyed in 1971.

Even after the publication of the new regional map of Piedmont (CTR - scale 1:10.000), the Swiss map is by far the best document covering the Alpe Veglia basin and, more generally, the whole territory of the Ossola valleys and its glaciers. The very good resolution of the drawing allows a magnification to the scale 1:10.000, without loss of details.

1988 - Carta Tecnica Regionale (CTR), 1:10.000 (Cartographic Office of Piedmont)

In 1988, the CTR of Piedmont was based on aerial photogrammetry restituted at 1:10.000. Three maps cover the Alpe Veglia area: the sheets No. 035140, "Lago d'Avino", No. 035100, "Monte Leone" (both by the Comunità Montana Valle Ossola and taken from an altitude of 9500 m), and sheet No. 035070, "Punta di Boccareccio", this one surveyed in 1991 by Regione Piemonte without quoting the flight elevation. These maps could have a strong glaciological interest, considering their relatively large scale; unfortunately the glacier drawing is somewhat uncertain, probably due to the higher-than-usual flight altitude; this could have caused problems of photointerpretation for the glacierized areas (ASTORI et al., 1993).

The yearly surveys by the Comitato Glaciologico Italiano (CGI)





The Alpe Veglia glaciers have been investigated by SACCO (1930), VANNI (1934-1936), SILVESTRI (1961-1971)

and MAZZA (from 1974 onward). The contribution of the individual researchers will be duly acknowledged in

[]

[]

the description of the glaciers, taken from available cartography and CGI reports.





4 - CLIMATE EVOLUTION IN THE ALPE VEGLIA BASIN

Before analyzing the climatic conditions, we deem important to underline that the relation between climate evolution and glacier fluctuations is rather complicated, frequently over-simplified and even neglected; this relation cannot be assessed without considering the glacier mechanics (application of the continuum mechanics) as a premise to understand the phenomena of mass transfer from the upper (accumulation) basin to the lower (melting) sector of the glaciers; this correlation is essential to understand the reaction of the individual glacier to climatic changes.

PATERSON (1994: p. 3) writes: “*That glaciers advance and retreat in response to change in climate is a common knowledge, but the relation is more complex than usually assumed ... But an understanding of the meteorological problems is not enough; the flow characteristics of each particular glacier determine how it reacts to a climatic change*”

Figures on the evolution of climate (precipitations and temperature) in the Ossola valleys between 1950 and 1990 can be found in MAZZA & MERCALLI (1992); further data were published by MAZZA (1998); this information is valid for Valle Antrona and upper Val Formazza but matches with sporadic data gathered at other Ossola sites. Since the Avino ENEL dam (2245 m) is no longer manned in wintertime, after the 1976 helicopter crash which took the lives of four people, there was no further collection of climatic data in the Alpe Veglia basin. Such data were essential to understand the dynamics of the local glaciers.

Further information (ISTAT and ENEL) is available for the Devero and Toggia basins, but, if are to compare the Val Formazza data with those collected at the nearby Swiss Gries glacier catchment area (KASSER P. et alii, 1986), strong differences emerge; for the Toggia basin, close to the Gries area, the difference is as large as 1 to 2. Additional, recommended readings are the yearly reports “*Die Gletscher der Schweizer Alpen - Les Variations des Glaciers de la Suisse*” (from 1999,” “*The Swiss glaciers*) which, starting from 1880, document not only the monitored glaciers (today 121 units) but give also some information about precipitations and temperatures of the glacial catchment areas. For the purpose of this report, we are interested in the climatic and meteo data of the watershed Wallis/Alpe Veglia.

From the various sources, it would appear that a period favourable to glacier expansion between 1974 and 1981 was followed, especially after 1986, by a period of lower-than-average precipitations. On the contrary, temperatures showed the opposite trend. Reduction of precipitation and increase of temperature represented the most unfavourable combination for the conservation of the ice mass.

5 - PRESENT STATUS OF THE ALPE VEGLIA GLACIERS

In the nice, quite unspoiled Alpe Veglia basin there are presently seven glaciers; three are classified as glaciers, and four as glacierets. The following units, with typical glacier morphology (crevassing, flow under tensile conditions), may be regarded as actual glaciers: Monte Leone, Auroa, Mottiscia. The other units, whose extension is dependent upon the residual winter snow cover, should be considered glacierets: Avino, Rebbio, Taramona, Boccareccio (or Helsenhorn).

336.1 Ghiacciaio dell'Avino

Length: 550 m Maximum elevation of the catchment area: 3322 m Maximum glacier elevation: 2700 m
Surface area: 11 ha Terminus glacier elevation: 2480 m Slope: 22° Exposure: E

This glacieret is not included in the Cadastre of Italian Glaciers (CGI, 1959-1962). This small unit, with large glacial deposits, lies at the toe of the high East wall of Monte Leone and is fed mainly by avalanches. The glacieret, totally melted in August 1971 (own observation), was later re-established following more favourable climatic conditions, specially in the winter seasons of 1977, 1978, and 1980. Very typical is the front moraine, whose size depends mainly on the rock formations which encompass the glacieret and form the steep catchment area, topping at 3322 m (Stichelgrat on LK). The glacieret is not shown on the IGM map 1:50.000 (1885 and 1914) while it is reported both on the 1933 map (Iselle, tav. 15 IV S.E.) and the sheet 15, Domodossola (1952, based on the 1931-1939 surveys), even though at small scale. Once again, the best mapping of this glacier comes from the LK, where special care was devoted to the glacial deposits. The CTR map, sheet 035140, shows quite clearly glacial deposits and lateral moraines but does not show the existing glacieret. Our last observation (September 2001) confirmed the existence of the glacieret, totally covered by

¹ the finite element analysis, born in the 1960's in the aeronautic industry (Boeing), is a method used initially for design, simulation and computer-assisted calculations of plane components, to deal with geometry of materials and stress factors, both thermal and mechanical. Today, it is widely used to solve problems of structural analysis, thermotechnics, fluid dynamics, electromagnetism, wherever the problem to be solved falls into the areas of field and continuity. It may also be applicable to glaciology, for the study of tension stress and deformation of glaciers. A noteworthy application was designed for the Storglaciaren (Kebnekeise, Svezia, Hanson, 1995).





snow.

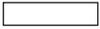


Fig. 2: see page 69

337 Ghiacciaio del Monte Leone

() from diffluence, 3150 m*

Length: 900 m ()*

Maximum elevation of the catchment area: 3552 m Maximum glacier elevation: 3350 m

Surface area: 50 ha

Terminus glacier elevation: 2550 m ()*

Slope: 35°

Exposure: N



This glacier is entered in the Cadastre (CGI/CNR, 1959-1962) under the name of “Ghiacciaio del Leone”; we would rather have it named “Ghiacciaio del Monte Leone” because the same name is also given to glacier No. 283, in the Matterhorn area. A terrace topping at about 3350 m, on the North wall of Monte Leone, is the common origin of the Monte Leone, Aurona and Kaltwasser glaciers (this last flowing into Wallis, Switzerland). This complex morphology leads to tensional and thermal conditions of great interest for the theoretical glaciology. The application of the finite element analysis ¹ (FEM; BRAUER, 1992) to this thermo-mechanical situation, should prove very attractive to assess the dynamics of individual glaciers and their response to climate fluctuations. The ice mass which originates the three ice flows should be considered “cold”, i.e. at a temperature below 0 C (273.15 K). This statement is based on its elevation, Northern exposure and relatively high ice stability. Since the beginning of our preliminary investigations in 1971, we could rarely see ice avalanches, which would have occurred if the glacier had a temperate ice-base; in such a case, the film of water would reduce the ice/bedrock friction; this in turn would compromise the ice stability and promote the glacier sliding, with possible catastrophic effects (LÜETHI, 1994) as it happened at the Ghiacciaio Superiore di Cooolidge in the Monviso massif (MORTARA & DUTTO, 1990).

From the above mentioned terrace, at about 3150 m, an ice-filled, steep couloir descends to the lower Monte Leone glacier body, reaching it at the elevation of about 2760 m. SACCO (1930) gives some information on this couloir but he does not state clearly if the ice couloir reached the lower glacier body in 1929 (date of his visit to the Alpe Veglia glaciers). The 1933 IGM map shows no connection between the upper ice terrace and the lower glacier. The base elevation of the then rocky couloir was set at 2761 m. The first map of the area (IGM, 1885) shows a somewhat undefined glacier without the feeding NE couloir and the 1914 update is no better.

Fig. 3: see page 70

A 1935 picture by VANNI (CGI, 1961), shows the connection between the ice couloir and the lower glacier while another picture by the same author (CGI, 1961) shows no connection. Successively, the continuity was re-established after the winter of 1976-1977, characterized by abundant snow precipitations. Hence, there is no explanation why the CTR map (1988), shows the couloir with ice terminating at about 2970 m, as the white ice and the surrounding dark rocks should have been perfectly visible on the aerial picture, even if taken from 9500 m; this inaccuracy must therefore be considered a mistake. According to the IGM map “Alpe Veglia” (1933), the glacier at that time was ending at 2380 m, with large glacial deposits due more to debris from the Monte Leone North wall than to the glacier itself. With reference to the first release (1885), the 1933 survey was carried out skilfully and accurately for the glacier while the representation of the terminal moraine was not so good. In any case, this map provides the only reference to assess, at least qualitatively, the glacier retreat, as it always ends under the moranic cover. The 1:25.000 (1974) LK map shows both the glacier and glacial deposits as they were at that time.

In 1978, the terminal area of the glacier basin was totally covered by a thick layer of debris at 2410 m; in the following years, responding to the snow accumulated from 1974 to 1980, the ice intruded under the moraine and showed up at several spots, but no measurement was possible, lacking any visual link between the single ice patches. Between 1991 and 1992, the NE couloir, previously connected to the glacier and already showing a strong retreat on its right bank, broke off and its terminus jumped to about 2510 m (measured by the author with a tolerance of ± 3 m). It is now interesting to remark that there is no phase agreement between the couloir connection and glacier retreat; this condition should be interpreted on the basis of glacier mechanics by building a model including, among others, glacier thickness, velocity, assessment of strain rate and ice temperature.

Today, the Monte Leone Glacier is in a remarkable retreat condition. The wide terminal moraine still hides a huge ice mass which melts very slowly, considering elevation and exposure; lacking a complete reversal of climatic trends, the glacier is bound to become a rock glacier. The total glacier retreat, from 2300 to 2550 m, amounts to about 500 m; this value is probably be higher if we are to consider the lowest elevation reached by the glacier at the end of the Little Ice Age (1820) by a small ice-tongue flowing from the left side of the front and reaching 2250 m; the glacial deposits are now the only remains of this last glacial maximum.

Once again, we have to complain that the drawing of the glacierized areas is inaccurate on the CTR regional maps; the Monte Leone glacier terminus is shown as more retreated on its left side while, beyond the visible ice, an ice-flow completely covered by debris reaches an elevation of 2450 m. The shadow from a steep rock wall and the easier feeding path on the hydrographical left (NE couloir laminar flow) both contribute to the conservation of the ice.

338 Ghiacciaio d'Aurona

Length: 2300 m ()* *Maximum elevation of the catchment area: 3552 m* *(*) from diffluence, 3150 m*
Surface area: 100 ha *Terminus glacier elevation: 2330 m (*)* *Slope: 20°* *Exposure: NE*

We have already mentioned the common origin of this glacier, the Monte Leone Glacier and the Kaltwassergletscher. After leaving the high terrace under the summit of Monte Leone at an elevation of about 3150 m (first ice divide), the ice stream flows toward WNW; later, at an altitude of about 3000 m, there is a second ice divide and part of the ice stream flows to NE, into the Alpe Veglia basin; the flow dynamics is similar to that of the Monte Leone Glacier, as the ice-flow, leaving the second ice divide, overrides the lower Aurona Glacier at an altitude of about 2650 m; the lower glacier is fed by direct snow precipitation and by ice avalanches falling from the upper right ice stream. The different dynamics of the lower, slow moving glacier versus the ice stream flowing from the terrace at a higher velocity is quite evident toward the end of the melting season because of the different surface ice colour: the upper ice stream is white while the ice of the lower glacier, covered by fine morainic debris, is brown. We stress again the fact that the three glaciers - Leone, Aurona and Kaltwasser - are only geographical units; from the point of view of the glacier mechanics, the three units are but a continuum, and they should be treated as such. DE MARCHI (1895) wrote "Each continuum material flow must respond to a general continuity law". And HUTTER (1983), in this treatise on theoretical glaciology, writes: "Basic to ice mechanics - be it the theory of glacier flow, the response of floating ice plates to external loading, ice drifting and ice ridging, or the very practical questions of ice forces on structures - are the fundamental laws of the continuum physics".

A large transversal moraine at 2420 m separates the active glacier from a short stagnant tongue reaching 2340 m, the terminus of which is commonly covered by névé or by morainic debris; its water run-off varies in altitude between about 2290 and 2315 m, depending on snow cover and contribution by avalanches. The evolution of the Ghiacciaio d'Aurona - as for most of the Ossola glaciers - is only qualitatively documented, with no numeric values; SACCO (1930) and VANNI (1933, 1934 and 1935) just wrote that the glacier was retreating at the time of their inspections. As for the Monte Leone Glacier, only the official IGM maps (1885 and 1933) allow a reasonable, even if rough, assessment of the terminus fluctuations of the Ghiacciaio d'Aurona; based on the large right lateral-terminal moraine and on the terminus position surveyed in 1933, the retreat between the last glacial maximum (1820) and 1933 appears to be limited to 100-150 m; on the hydrographical right of the Aurona river, some small external moraines, with minimum elevation of about 2200 m, point to a possible, total retreat of about 200 m. between 1820 and 1933.

The length of the subject glacier, from Bocchetta d'Aurona to the terminus, as measured on the IGM map (1885), was about 2000 m (± 25 m, considering the uncertainty depending on the small map scale, 1:50.000). The drawing is quite good but the large right lateral-terminal moraine is drawn incorrectly, specially downstream, where it would be of the greatest interest for the reconstruction of the past glacier extent.

Fig. 4: see page 72

On the IGM map (1933), the glacier length, between the same points, is 2050 m ± 25 m; but the fluctuation between 1885 and 1933, with a maximum extent between 1920 and 1922 remains unrecorded; like other Ossola glaciers, there must have been an advance, probably corresponding to the small internal push moraine, without vegetation, deposited against the big 1820 moraine. Therefore, the retreat of the glacier between 1922-23 and 1933 can only be estimated. A third document, sheet 1289 (Brig) of the LK (1974) allows a better determination of the glacier retreat between 1933 and 1977. The glacier length on this map, always measured from the Bocchetta d'Aurona, is about 1300 m. But the upper ice stream no longer flows from the lowest point but above (South) the rocky outcrop quoted at 2806 m (IGM).

Fig. 5: see page 73

The estimated thickness, on the proglacial area, at the 1820 maximum extent, must have been at least 50-60 m at the terminus and some 70-80 m upstream (1 km); these are minimum values, as the side moraines continuously reduce their elevation, especially in summer, through landslides triggered by atmospheric events. As a consequence, there is no realistic possibility to assess the glacier level at the 1820 maximum and, hence, the volume lost over the last 180 years. In the summer of 1982, some small landslides exposed the ice core of the right historic moraine. Between 1961 and 1971 SILVESTRI (1961-1971) carried out some investigations on the Alpe Veglia glaciers. He set a reference mark 5 m from the terminus in 1961 but indicated no coordinates; the boulder carrying the mark is sometime visible when the run-off is at the minimum, hence it cannot be used to assess the glacier retreat between 1933 (IGM survey) and 1961. A second mark, on a large calcschist boulder, was engraved in 1962 some 200 m upstream of the 1961 mark but no coordinates were given. Despite the efforts by SILVESTRI (1961-1971) and MAZZA (since 1974) to

Paolo Piccini (*)

INDREN: GLACIALISMO DEL VENTESIMO SECOLO

1 - INTRODUZIONE

Il Ghiacciaio di Indren è situato in territorio valdostano, alla testata del vallone di Mos, in prossimità del confine con la Valsesia, valle piemontese cui è collegato da oltre trent'anni dalla funivia Alagna-Punta Indren. Siamo sul versante meridionale del Monte Rosa, laddove la dorsale del massiccio svolta decisamente in direzione Nord-Sud dando origine a diverse creste: tra queste, una si origina dalla Punta Giordani (4055 m) e prosegue verso il Corno Bianco (3320 m), separando il Ghiacciaio di Indren (Est) da quello di Bors; un'altra, che sorregge il Ghiacciaio del Garstelet, collega la Piramide Vincent (4215 m) all'Hochlicht o Alta Luce (3185 m). Il Ghiacciaio di Indren unisce le proprie acque di fusione a quelle del vicino Ghiacciaio del Lys nell'omonimo torrente, causa di ingenti danni in Val di Gressoney nell'evento alluvionale dell'ottobre 2000. L'intera Val di Gressoney si presenta come un'incisione nelle falde dell'edificio alpino, interessando il dominio Austroalpino, a Sud, e il dominio Pennidico, strutturalmente più profondo, nel tratto terminale a Nord. Qui, i dolci pendii delle valli più occidentali del massiccio (Valtournanche e Val d'Ayas), dove prevalgono i calcescisti, sono sostituiti da forme più aspre, tipiche degli gneiss, che divengono sempre più marcate procedendo verso oriente: ne risultano, tra l'altro, le grandiose pareti Sud (Valsesia) ed Est (Valle Anzasca) del Monte Rosa, ammantate da ghiacciai in alcuni punti addirittura strapiombanti.



Foto 1: il Ghiacciaio di Indren ripreso il 2 settembre 2000. La generale perdita di potenza ha causato il distacco di una porzione di ghiaccio morto dalla lingua orientale (a destra); si noti lo scarso innevamento residuo e il progressivo seppellimento morenico della fronte occidentale (P. Piccini).

Photo 1: the Indren Glacier on the 2nd September 2000. The loss of ice-mass caused the disjunction of a section of dead ice from the eastern tongue (right); the little residual snow cover and the gradual burial of the western front by the moraine are noteworthy (P. Piccini).

(*) Servizio Glaciologico Lombardo, paolo-piccini@libero.it.

L'assetto strutturale di queste zone produce una caratteristica successione nei ghiacciai che si dipartono alle pendici della Piramide Vincent (Garstelet, Indren, Bors e Piode): essi si sovrastano con il loro fianco orientale di alcune decine di metri. Il Ghiacciaio di Indren, esposto a SSW, è delimitato da due creste che, convergendo verso l'alto, racchiudono l'attuale bacino d'accumulo.

2 – L'EVOLUZIONE RECENTE DEL GHIACCIAIO DI INDREN

Dalla lettura delle meticolose relazioni di Don Giovanni Gnifetti, redatte nel corso dei suoi vari tentativi di salita alla Signalkuppe (che prenderà poi il suo nome), è possibile ricostruire con buona precisione l'estensione del Ghiacciaio di Indren al termine della Piccola Età Glaciale. *“...varcata la piccola cresta che costituisce la linea divisionale di Alagna e Gressoney, toccammo il primo pianoro, ossia come il chiama il signor Zumstein, il primo altipiano, che è una vasta pianura di puro ghiaccio leggermente inclinata verso la valle di Gressoney”*. E' la vista che si apre dal Colle Superiore delle Pisse sul Ghiacciaio di Indren il 27 luglio 1834; oggi la zona è totalmente deglacializzata.

8 agosto 1842: *“...Travalicati finalmente tali orrendi precipizi (la cresta dello Stolemberg), si arriva di un passo ad inerpicarsi sulla prima ghiacciaia di Gressoney (Indren) la quale si sprofonda a guisa di rovinosa frana verso l'alpe Lafets (oggi Lavetz, a quota 2453 m), giacente in un vallone tra il Col d'Olen, dal quale abbiamo preso le mosse e quello dell'Alto Lume (Hochlicht). L'attraversar questa ghiacciaia poco al di sotto e quasi rasente al primo altipiano, già mentovato nei primi miei viaggi, ci fece consumare due ore di gravi fatiche e di pericoli per li frequenti scropolamenti scontrati di ogni dimensione e profondità”*. Gnifetti attraversa il Ghiacciaio di Indren (definendolo sterminato) in direzione della cresta dell'Hochlicht, dove pernoverà, transitando sotto la balza dove oggi sorge il primo skilift e sui pendii a monte del “grande salto roccioso” (foto 4), all'epoca evidentemente ammantati di ghiaccio.

Interessanti sono anche le osservazioni naturalistiche dell'autore che coglie, nella prima metà del XIX secolo, i segni di declino della Piccola Età Glaciale. *“...di far osservare al naturalista ed a chiunque si diletta di queste varietà alpine, che il ghiaccio di questa montagna per quella parte che volge verso il mezzogiorno da alquanti anni, cioè da anni trenta sino ad oggi (1842), si è fortemente ritirato, il che è molto più notevole dall'anno 1834. Laonde nell'interno delle ghiacciaie vi avverrà di scorgere coperti e sporgenti enormi macigni, prominenze, nudi scogli e creste di montagna viva che otto anni sono rimanevano invisibili e sepolti dissotto spessissimi strati di ghiacciaia. La cagione di tale riflusso dietro costanti osservazioni da me fatte dovrebbe ascrivere alla mitezza degli inverni, non che dalla poca quantità di nevi cadute nei mesi di dicembre e gennaio. Mentre quella che cade di primavera e nella stagione più temperata non potendo formare gran solidità di corpo, viene sciolta con prestezza dai raggi solari e dai venti meridionali...”*. Considerazioni nivometeorologiche attualissime.

Nel XX secolo, il ridimensionamento di questo ghiacciaio di media estensione risulta molto evidente: un ritiro lineare alla fronte occidentale di 400 metri negli ultimi 80 anni, la risalita della quota minima di oltre 150 m e, soprattutto, la perdita di circa 80 ettari di superficie (erano 190 nei primi del Novecento; una riduzione del 40% non considerando la confluenza del Ghiacciaio di Garstelet). Tenendo conto dell'aspetto delle fronti, un tempo a forma di alta e ripida falesia e oggi invece piatte e sottili, in parte seppellite nel materiale morenico, si può concludere che la contrazione della massa sia stata percentualmente ben superiore al ridimensionamento areale. In effetti, nel contesto climatico del XX secolo, questa unità glaciale ha sofferto l'esistenza di fattori morfologici avversi alla sua conservazione: non gode infatti di una esposizione favorevole, aspetto questo che appare particolarmente penalizzante in un periodo di aumento delle temperature medie e di più intensa ablazione estiva; gli ampi pendii su cui si colloca, inoltre, facilitano fenomeni di *drift*⁴ con asporto nevoso talvolta già durante l'inverno. In ultimo, l'insieme morfologico che accoglie il ghiacciaio esclude la presenza di fattori protettivi (quali i coni d'ombra).

Sotto il profilo dinamico, una certa importanza ha avuto il distacco del già citato Ghiacciaio del Garstelet, una effluenza del Ghiacciaio del Lys che, tuttora maestoso, scende dai vasti *plateau* racchiusi dai numerosi “quattromila” del Monte Rosa a incorniciare la testata della Val di

⁴ fenomeni di movimentazione della neve a opera del vento.

Gressoney con la sua caratteristica seraccata. In tempi passati, la maggior potenza della massa del Lys consentiva un indubbio contributo alla lingua occidentale del Ghiacciaio di Indren, che infatti raggiungeva quote decisamente inferiori. A questo proposito, Federico Sacco (SACCO, 1920) notava come sulla carta di Adams-Reilly del 1865 il ramo occidentale dell'Indren presentasse due fronti ben distinte: a quella destra veniva attribuito il nome di Garstelet in quanto largamente conglobata a esso, mentre si assegnava il toponimo di Indren alla sola parte sinistra. Ancora nel 1901 sono cartografate due zone di contatto tra le unità, anche se il contributo dinamico è già limitato e la separazione prossima.

Le prime visite a scopo glaciologico alle fronti del Ghiacciaio di Indren sono quelle del Dainelli nel 1901 (DAINELLI, 1901), che descrive la caratteristica bipartizione frontale del ramo occidentale: questa è causata da una finestra rocciosa apertasi a fine Ottocento in corrispondenza di una contropendenza del substrato gneissico, sulla quale all'epoca incombe un'alta fronte a falesia. Esistono in questi anni discordanze notevoli sulla quota minima qui raggiunta dal ghiacciaio, fatto probabilmente ascrivibile ai frequenti crolli glaciali da detta fronte, con la formazione di campi di ghiaccio rigenerato sui pendii sottostanti. Quanto detto è confermato dalle visite degli anni 1914 e 1915 di U. Monterin (MONTERIN, 1918) che, tra l'altro, ebbero luogo in annate particolarmente nevose, con estese coperture ancora a fine estate (foto 2). E' verosimile che fino agli Anni Venti il ramo destro della lingua occidentale raggiungesse quote inferiori ai 2900 m. La porzione orientale, incuneata tra la cresta che scende dalla Punta Giordani e un grosso spuntone roccioso, risulta invece più piccola e raggiunge nel 1902 i 3109 m di quota. La distinzione tra fronte occidentale sinistra e occidentale destra permarrà nei dati delle campagne glaciologiche del C.G.I. fino al 1956.

Nel 1918 è ancora visibile un contatto con il Ghiacciaio del Garstelet che andrà perso negli anni successivi; di fatto, questa "colleganza latero-inferiore" dava origine a massa glaciale unitaria, comprendente il Ghiacciaio del Lys (fig. 1 e 2). Dal 1925, il Ghiacciaio di Indren, dopo un breve periodo di stasi, comincia ad arretrare di pochi metri all'anno, assottigliandosi lentamente e mostrando una sempre più accentuata biforcazione frontale.

Nel 1934, il Ghiacciaio di Garstelet scendeva ancora fino a quota 3226 m mentre la lingua sinistra di quello di Indren, ancora ben alimentata, raggiungeva ancora il proprio gradino roccioso. A partire dal 1927, U. Monterin istituisce misure frontali continuative. Fino al 1935 vengono misurati i tre lobi del ghiacciaio, mentre oggi, a causa del ritiro avvenuto, è monitorata la sola lingua occidentale, ormai appiattita e priva di biforcazioni (fig. 3). Nel 1936 si registra il distacco della fronte orientale dalla massa glaciale soprastante, con un arretramento di 200 metri. Nella campagna 1946 Willy Monterin osserva come sia andato consumandosi in pochi anni l'ammasso di ghiaccio morto staccatosi dalla fronte occidentale. In questa zona, all'inizio degli Anni Cinquanta, nella depressione retrostante alla citata contropendenza, si forma il lago proglaciale di Indren. Oggi il laghetto è ancora ben sviluppato ma dista alcune centinaia di metri dalla fronte (foto 3 e 6).

Le misure frontali subiscono diverse interruzioni, più prolungate nel periodo bellico. Negli anni successivi al 1964, il disfacimento di vasti campi della fronte occidentale impedisce il posizionamento dei segnali: per 15 anni, dal 1971 al 1986, ciò non consente di documentare una probabile pulsazione positiva, come avvenuto su tutto l'arco alpino.

Nell'ambito di questa evoluzione centenaria, l'emersione del rilievo roccioso di quota 3285 m costituisce un significativo punto di riferimento: nella carta del 1899 dei fratelli Gugliermi (fig. 2) tale inserto appare come un *nunatak* interamente circondato dal ghiacciaio; nel 1915 la massa glaciale non è più continua e si intuisce l'inizio di una biforcazione (foto 2). Nel 1971 (foto 7) l'affioramento risulta rilevato di alcune decine di metri rispetto alla sottostante lingua occidentale. Infine, nell'iconografia più recente è evidente l'apertura di un'altra finestra rocciosa posta oltre i 3700 m s.l.m, segno di una perdita di massa anche alle quote più elevate (foto 1 e 8).

Una riflessione merita la conformazione a gradoni del fondo roccioso, che ha provocato in passato una dissipazione di massa glaciale mediante crolli, in origine sia dalle lingue occidentale e orientale sia dalla seraccata che si affaccia oltre la cresta in sinistra orografica, a circa 3800 m di quota: quest'ultima continua tuttora a scaricare al di fuori della superficie glaciale. Nel 1981, una valanga proveniente da questi settori ha distrutto lo skilift posto sul sottostante Ghiacciaio di Bors.

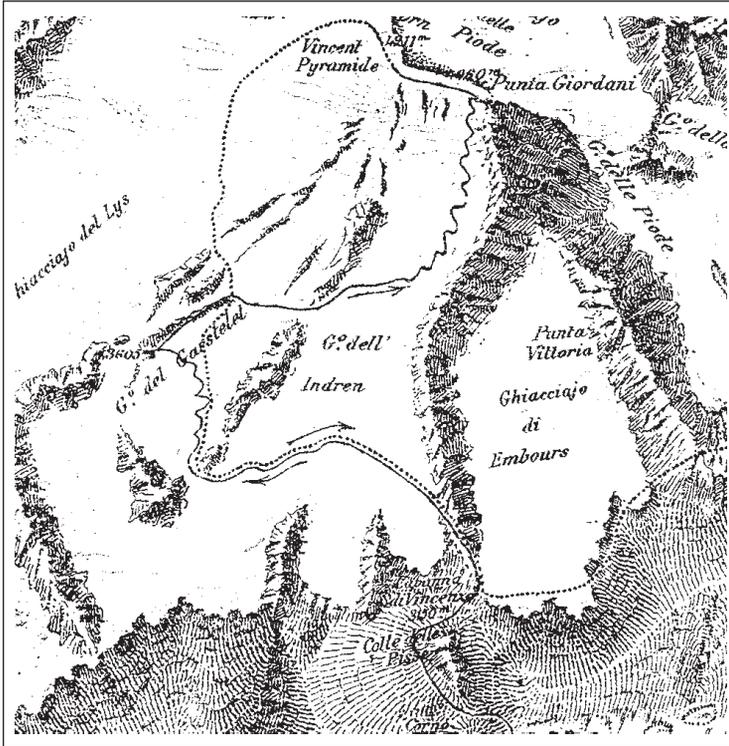


Fig. 1: il caratteristico sviluppo a "zampa d'oca" della parte terminale del Ghiacciaio di Indren. L'estensione del Ghiacciaio del Garstelet appare forse eccessiva; importante la "colleganza latero-inferiore" e il suo contributo alla lingua occidentale. (schizzo dell'Ing. Zoppetti, 1875).

Fig. 1: the typical development at "goose feet" of the end side of the Indren Glacier. The extension of the Garstelet Glacier is perhaps exaggerated; the side-lateral connection and its contribution to the western tongue are important. (sketch of Ing. Zoppetti, 1875).



Fig. 2 (a sinistra): carta del versante valesiano del Monte Rosa; nella parte mediana del ghiacciaio di Indren emerge un nunatak, quotato 3285m (freccia). (Gugliermi G.B. e G.F., 1899).

Fig. 2: (left) map of the Valsesia side of Monte Rosa; in the middle of the Indren Glacier a nunatak emerges at an altitude of 3285m (arrow). (Gugliermi G.B. and G.F., 1899).



Foto 2: una potente fronte a falesia sovrasta la finestra rocciosa apertasi a fine Ottocento in corrispondenza di una contropendenza del substrato. (U. Monterin, Boll. C.G.I. n. 3, 1915).

Photo 2: a strong cliff-shaped front dominates the rocky step surfaced at the end of the 19th century at a counterslope of the substrate. (U. Monterin, Bulletin nr 3 of C.G.I., 1915).



Foto 3: il lago proglaciale di Indren dista alcune centinaia di metri dalla fronte attuale, ritiratasi a quota 3060 m. A destra la contropendenza che ne ha consentito la formazione e l'abbondante morena deposta (P. Piccini, 2 settembre 2000).

Photo 3: the Indren proglacial lake is some hundreds of meters away from the present front, which receded to 3060 m of altitude. Counterslope causing its formation and the abundant moraine deposited (P. Piccini, 2nd September 2000).



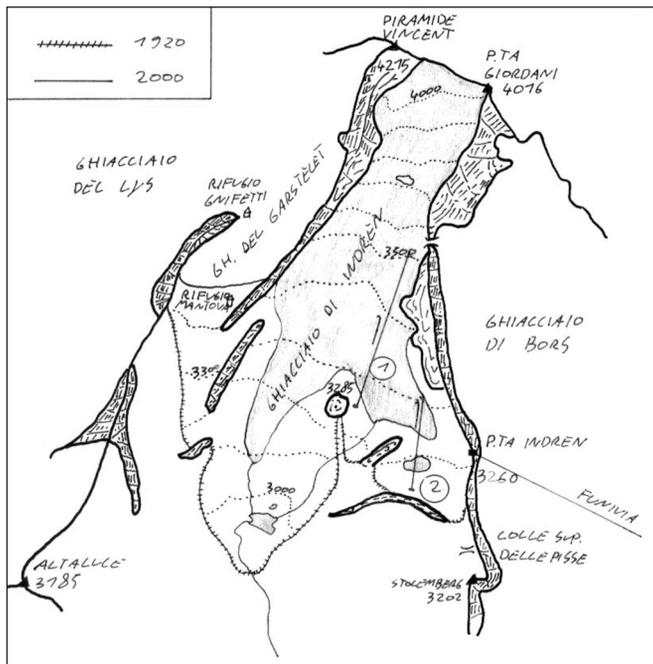


Fig. 3: ricostruzione delle posizioni raggiunte nel 1920 dalle fronti del Ghiacciaio di Indren e confronto con quelle attuali (2000). Si notino il ritiro frontale (400 m) e la posizione dei due skilifts (1 - Roccette; 2 - Indren) (P. Piccini, 2001).

Fig. 3: reconstruction of the positions reached in 1920 by the fronts of the Indren Glacier and comparison with the present ones (2000). The retreat at the front (400 m) and the position of the two skilifts are noteworthy (1 - Roccette; 2 - Indren).



Foto 4: al centro il "grande salto roccioso" ancora raggiunto dal ghiacciaio all'epoca delle esplorazioni di Giovanni Gnifetti nel 1842, ben visibile la morena laterale sinistra. (P. Piccini, 02/09/2000).

Photo 4: The "big rocky escarpment" (middle) still reached by the glacier at the time of the explorations of Giovanni Gnifetti in 1842. The left lateral moraine is well visible (P. Piccini, 02/09/2000).



Foto 5: dettaglio del gradino roccioso che ha generato la bipartizione frontale della lingua occidentale; sullo sfondo il lobo destro, che raggiunge la quota minima frontale. (U. Monterin, Archivio C.G.I. 1920).

Photo 5: detail of the rocky step which originated the split of the tongues of the western front; in the background, the right lobe reaching the minimum altitude. (U. Monterin, C.G.I. Archive 1920).



Foto 6: il forte ritiro degli Anni Quaranta porta alla formazione di un piccolo lago proglaciale in prossimità della fronte occidentale. (W. Monterin, Boll. C.G.I. N.6 II serie, 1954).

Photo 6: the strong retreat of the 40's caused the formation of a small proglacial lake at the western front. (W. Monterin, C.G.I. Bulletin nr 6 II series, 1954).

3 - LO STATO ATTUALE

Il Ghiacciaio di Indren è attualmente classificabile come ghiacciaio *montano di pendio*, avendo perso, al termine del XIX secolo, la lingua valliva che in passato si estendeva oltre il “grande salto roccioso” (foto 4). In tal modo è stata denominata, nel corso dei primi studi glaciologici della zona, la parete alta circa 200 m, con base a 2700 m di quota, che precipita nel sottostante vallone. La quota minima frontale è oggi di 3060 m, la massima prossima ai 4100 m, l'alimentazione per lo più diretta, l'apporto valanghivo marginale (nei pressi delle due creste sommitali). Le acque di fusione si raccolgono principalmente sul lato occidentale del ghiacciaio, in virtù della lieve inclinazione verso Ovest del substrato che fa convergere nel lago anche il drenaggio della lingua orientale.

E' questo un ghiacciaio fortemente antropizzato: ogni anno migliaia di alpinisti, diretti alla Capanna Regina Margherita, attraversano la sua superficie, ridotta oggi a circa 110 ettari. Nel 1965 viene inoltre costruita la Funivia Alagna-Punta Indren, che raggiunge il bordo SE del ghiacciaio; successivamente, nel 1966, sulla superficie glaciale viene impiantato uno skilift, cui se ne aggiungerà un secondo nel 1982. Le due strutture sono state utilizzate fino a 4 anni fa, anche per lo sci estivo (fig. 3). Nei prossimi anni gli skilift potrebbero essere smantellati, lasciando la zona al solo transito di alpinisti e sciatori. L'attuale stazione di Punta Indren, ai margini di ciò che resta della lingua orientale, dovrebbe essere raggiunta dai nuovi impianti del comprensorio “MonterosaSki”, che collegheranno in modo completo la Valsesia con Gressoney. Altri interventi di ammodernamento delle infrastrutture poste sulla superficie glaciale saranno condizionati dallo stato di conservazione del ghiacciaio. Nell'ipotesi di un riposizionamento degli impianti sciistici, lo skilift “Rocchette” potrebbe rimanere attivo fino alla stagione avanzata, in quanto posto sulla colata principale. Trovandosi però l'impianto a una quota di partenza superiore rispetto a Punta Indren, il suo raggiungimento è condizionato dall'utilizzo dell'altro skilift, situato nella zona oggi in disfacimento. Un problema risolvibile, si teme, con la costruzione di una nuova stazione di arroccamento poco più a monte.



Foto 7: si nota la suddivisione del ghiacciaio in due lobi distinti, in corrispondenza del rilievo di q. 3285m (al centro). La lingua orientale (a destra), ancora estesa e uniforme, è già percorsa dal primo skilift (W. Monterin, archivio C.G.I., 1971).

Photo 7: the split of the glacier into two different lobes at 3285m (middle) is noteworthy. The first skilift already crosses the eastern tongue (right), which is still large and uniform. (W. Monterin, C.G.I. archive, 1971).

Diversamente da altri apparati utilizzati per lo sci estivo, la contrazione più recente del ghiacciaio non può essere attribuita, se non in una parte trascurabile, a quella movimentazione artificiale della massa nevosa che viene utilizzata per prolungare il periodo di operatività estiva delle strutture sciistiche. Piuttosto la frequentazione umana si rende evidente con le tracce che ha lasciato sul terreno, soprattutto là dove il ghiaccio non c'è più (vedi oltre: "Operazione montagna pulita"; foto 9). Analisi chimiche svolte nell'estate 1999 su alcuni ghiacciai italiani interessati da insediamenti turistico-sportivi³ hanno evidenziato come per il Ghiacciaio di Indren non ci sia alterazione di potabilità delle acque reflue. Non si è rilevata la presenza di tensioattivi, solfati, cloruri e piombo né di inquinamenti batteriologici; non è così, purtroppo, per tutti i ghiacciai osservati.

Come detto, l'ambiente nivoglaciale va qui progressivamente degradandosi: nella zona dello skilift Indren, sul lato sinistro del ghiacciaio (colata orientale), è visibile una porzione di ghiaccio morto, e la partenza dell'impianto si trova oggi in area deglacializzata, analogamente a quanto già verificatosi per quella originaria, posta ancora più a valle. Il tracciato della pista, sciabile in estate fino a pochi anni fa, è ora punteggiato, nel periodo estivo, da massi affioranti e da funghi di ghiaccio, in rapida evoluzione nelle torride estati del 1998 e 1999. In sintesi, quella che veniva denominata lingua orientale è oggi una massa discontinua di ghiaccio, posta al di fuori della direttrice principale del flusso glaciale avendone quasi del tutto perso il contributo dinamico. E dire che, nel tempo, si era potuto constatare come questa colata, di minor massa e che non supera i 3300 m di quota, avesse mostrato variazioni lineari più contenute rispetto a quella occidentale, almeno fino a quando la ridotta alimentazione non l'ha progressivamente resa marginale: dipendente in gran parte dall'accumulo nevoso diretto, è infatti rimasta negli ultimi anni sempre al di sotto della *snow-line*.

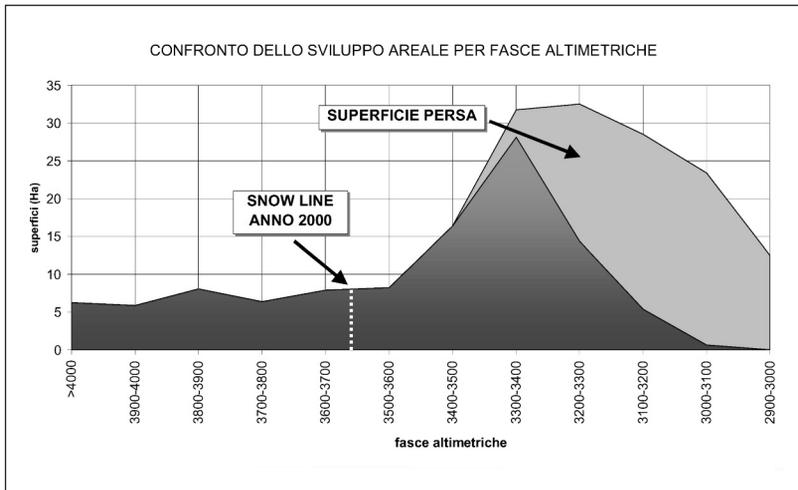
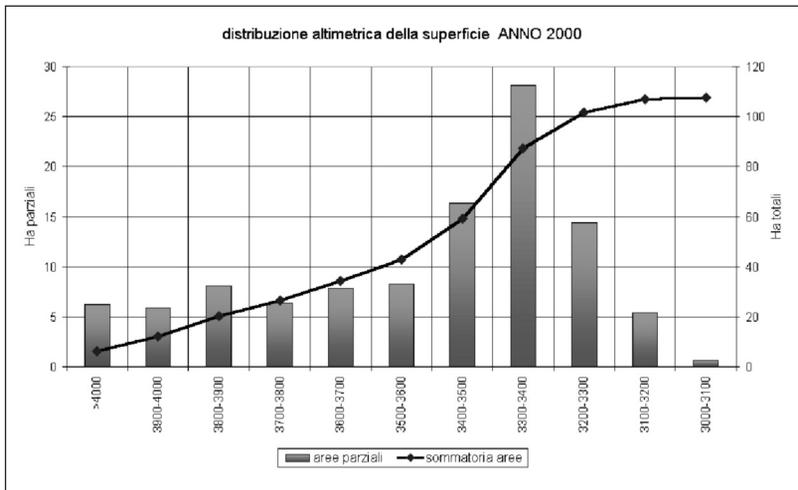
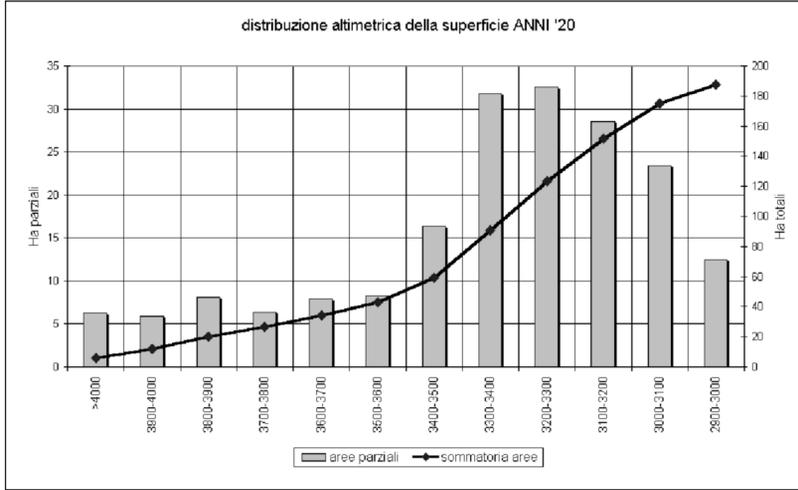
Oggi, la visione estiva del ghiacciaio, dalla stazione di arrivo della funivia, appare piuttosto desolante: la pista che, superato l'abbondante detrito e attraversata la colata principale, conduce ai vicini rifugi, è visibilmente segnata da crepacci trasversali già a inizio estate. Sono altresì evidenti tutte le forme tipiche dei periodi di forte contrazione glaciale: frane dai canali abbandonati, apertura di finestre rocciose anche a quote elevate, seppellimento della fronte nel morenico, residuo nevoso relegato alle quote superiori (oltre i 3600 m nel settembre del 2000).

4 - L'ANNO IDROLOGICO 2000-2001

Già il precoce e abbondante innevamento dell'autunno 2000 lasciava intuire l'avvento di un'annata diversa; in inverno, sul ghiacciaio, si stentava a distinguere la sagoma dello skilift Rocette, sommersa dalla neve e quindi inutilizzabile. Fino a luglio inoltrato si è potuto attraversare, sci ai piedi, la sofferente lingua orientale mentre, a inizio agosto, i crepacci della colata principale, a 3300 m di quota, erano ancora coperti. Per documentare questa insolita situazione, il 6 agosto 2001 si è provveduto a compiere accurate misure dello spessore della neve vecchia, risalendo il ghiacciaio, quasi completamente innevato, dalla base fino alla Punta Giordani e ponendo particolare attenzione alla distribuzione dell'innevamento per fasce altimetriche: ogni 100 metri di dislivello sono stati effettuati tre sondaggi, successivamente mediati. La scelta dei punti di misura ha privilegiato le zone non disturbate da valanghe o da movimenti nevosi artificiali.

I dati (fig. 7) confermano che, anche in una situazione così favorevole, la copertura nevosa più consistente (in gran parte mantenutasi fine al termine dell'estate) sia comunque confinata a quote superiori ai 3500 m. Inoltre, al di sopra dei 3900 m gli accumuli diminuiscono, fino ai soli 90 cm misurati in prossimità della Punta Giordani. Questo tipo di distribuzione ha due cause: la normale evoluzione gravitativa su pendii con pendenza a tratti superiore ai 35° e la minor protezione dal vento offerta da parte della cresta occidentale che delimita il ghiacciaio. Sono infatti evidenti grandiose cornici nevose sulla cresta Est che collega la Punta Giordani alla Piramide Vincent.

³ Montana s.r.l. (1999): *Dati e risultati salienti di Save the Glaciers*.



La finestra rocciosa, apertasi negli ultimi anni a quota 3700 m, appare ampliata, fatto che testimonia della perdita di volume anche nel bacino collettore: a riguardo si propone un confronto con la situazione documentata nel 1915 (foto 2 e 8).

Il 1 settembre 2001 il ghiacciaio si presentava ancora totalmente innevato, anche grazie alla nevicata del 31 agosto. Solo la copertura nevosa posta al di fuori della superficie glaciale appariva ridimensionata rispetto alla visita del mese precedente. Apprezzabile anche l'incremento di superficie del lago proglaciale della fronte orientale, quest'anno ben alimentato dall'abbondante neve in fusione. Per quanto attiene l'idrografia dei torrenti ablatori si è osservato che, rispetto al settembre 2000, la fronte orientale era interessata da un abbondante ruscellamento diretto, oltre al normale flusso delle sue acque in direzione del laghetto di Indren (fronte occidentale). Si sono riscontrate numerose piccole frane nella zona mediana del ghiacciaio, anche sulla pista estiva che conduce al rifugio Gnifetti.

Infine gli aspetti nivologici: la grande quantità delle precipitazioni di questo anno idrologico e soprattutto le modalità con cui si sono verificate hanno reso il manto nevoso particolarmente coeso, in modo che esso ha potuto opporre una forte resistenza all'ablazione di un agosto 2001 tutt'altro che mite. Anche nei giorni estivi più caldi la neve è sempre rimasta discretamente portante, per effetto della notevole densità, acquisita nel maggior tempo di permanenza al suolo e grazie al peso dei molti metri di spessore. Questa notevole compattezza si è notata anche nelle operazioni di sondaggio: gli strati più resistenti alla penetrazione non erano limitati alla sola superficie, cosa che accade quando il manto nevoso è nella fase di *metamorfismo di fusione e rigelo*.

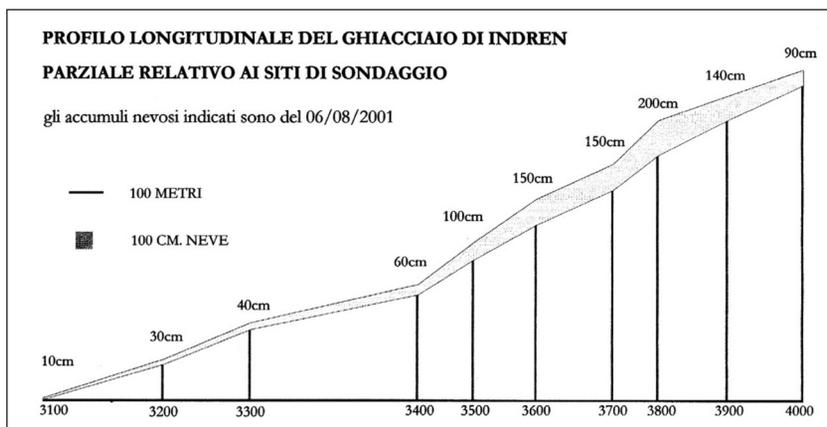


Fig. 7: la distribuzione altimetrica del notevole accumulo nevoso dell'anno idrologico 2000-2001 (P. Piccini, 2001).

Fig. 7: the altimetric distribution of the huge snow cover in the 2000-2001 hydrological year (P. Piccini, 2001).

5 - QUALE FUTURO?

Il disturbo di un ecosistema può causare negli organismi ospitati due tipi di reazioni: l'adattamento o la fuga; azzardando l'accostamento di questo enunciato all'organismo-ghiacciaio, che è sempre alla ricerca di un equilibrio con l'ambiente circostante, si può concludere che il ritiro è l'unico adattamento possibile al disturbo della variabile climatica. Sotto questo profilo, l'aspetto "locale" più importante è insito nella morfologia stessa del ghiacciaio, caratterizzata da un bacino collettore di quota molto elevata ma oggi troppo limitato rispetto all'area, molto maggiore, delle fasce altimetriche inferiori (fig. 4, 5, 6).

Nella pagina a fianco:

Fig. 4, 5, 6: distribuzione per fasce altimetriche delle superfici nel periodo 1920-2000: si noti l'area persa (P. Piccini, 2001).

Fig. 4, 5, 6: surface distribution in the period 1920-2000, by altimetric quotas: note the area that has been lost (light grey) (P. Piccini, 2001).



Foto 8: alla base della seraccata di quota 3700 m affiorano sempre più scoperte le rocce del substrato (P. Piccini 6 agosto 2001).
Photo 8: at the base of the seracs at 3700 m, the rocky substrate emerges (P. Piccini, 6th August 2001).

Con la recente e progressiva risalita della *snow-line*, la porzione planimetrica più rilevante, quella posta tra 3200 e i 3400 m, un tempo area di accumulo, è infatti divenuta zona di ablazione, confinando l'esiguo residuo nevoso alle quote più alte. Non viene quindi più garantita un'adeguata alimentazione delle colate. Se ne deduce che il Ghiacciaio di Indren è ancora troppo esteso per le odierne condizioni climatiche: e così il ridimensionamento in atto interessa tutti i settori ma in particolare la lingua orientale, ormai in totale disfacimento. Il clima, influenzato o meno dall'azione umana, pare volgere verso un ulteriore aumento delle temperature. Alle nostre latitudini, tale fenomeno può anche collegarsi a una "tropicalizzazione" delle precipitazioni, sempre più concentrate e intense. Se proseguirà, questo trend porterà alla totale fusione degli apparati posti alle quote inferiori e a un forte ritiro delle porzioni terminali delle lingue vallive, in molti casi residui di un clima che fu.



Foto 9: dettaglio della lingua orientale del ghiacciaio nella zona circostante lo skilift "Indren", bonificata durante l'"Operazione Montagna Pulita". (P. Piccini 12/09/1999)
Photo 9: detail of the Eastern front in the area around the "Indren" skilift where the "Operation clean mountain" took place. (P. Piccini 12/09/1999)

Al termine dell'estate 2000, comunque negativa come bilancio totale, si sono però evidenziate coperture nevose residue non trascurabili sui bacini collettori più elevati di diversi ghiacciai italiani. Indizio di una possibile diversificazione dinamica rispetto alle unità di quota inferiore, colpite sempre più spesso da precipitazioni piovose; quindi più caldo, ma anche maggior residuo nevoso nei settori sommitali; l'eccezionale annata di accumulo 2000-2001 pare confermare questi rilievi. Nel caso di un ghiacciaio come quello di Indren, che supera i 4000 m di quota, sarà interessante osservare gli effetti combinati di questi fattori e, soprattutto, verificare se un eventuale incremento delle precipitazioni nevose (che ci auguriamo vivamente) possa bilanciare l'intensa ablazione estiva.

OPERAZIONE "MONTAGNA PULITA"

L'11 e 12 settembre 1999, Pro Loco e Comune di Alagna Valsesia, Funivie Monrosa e un gruppo di volontari hanno organizzato una "due giorni" di pulizia e ripristino ambientale sui ghiacciai di Indren e di Bors. Hanno aderito all'iniziativa tutti gli enti operanti sul territorio: Soccorso Alpino, Guardia di Finanza, Guide Alpine, Scuola di Sci, C.A.I. La Monrosa ha offerto le risalite in funivia e i pasti. Per il lavoro di recupero sono state organizzate due squadre: la prima operante nella zona dello skilift Indren, la seconda tra la stazione della funivia e il ghiacciaio di Bors. Ciò che, a partire dagli Anni Sessanta, è stato occultato dalla neve e dai ghiacciai riappare oggi, tra i massi e le pozze delle acque di fusione. Sono stati così raccolti circa 600 kg di rifiuti minuti, trasportati a valle in funivia, mentre rottami vari e legname sono stati asportati con l'elicottero. Posto che la montagna pulita è un patrimonio e "quella sporca un po' meno", la Pro Loco di Alagna Valsesia si dice impegnata in un'estesa opera di sensibilizzazione al rispetto della natura. L'iniziativa è stata sospesa nel 2000 a causa dello smantellamento di parte degli impianti di risalita e nel 2001 per le precoci nevicate. La recente contrazione dei ghiacciai italiani ha fatto affiorare, oltre ai rifiuti, anche una mentalità di sfruttamento delle alte quote, che si spera anch'essa in ritiro. Visto il positivo riscontro dell'iniziativa da parte dei frequentatori più attenti, per il Ghiacciaio di Indren si auspica un futuro di più accorta tutela, che comprenda anche opere di divulgazione in merito ai diversi aspetti del fragile equilibrio dell'ambiente glaciale.

Ringraziamenti:

Al Prof. Roberto Ajassa per la disponibilità mostrata in occasione delle ricerche presso gli archivi del Comitato Glaciologico Italiano, al Dott. Luigi Motta per i preziosi consigli e il proficuo confronto di idee, a Marco Pozzi e alla Pro Loco di Alagna Valsesia, a Giuseppe Scarioni e Alberto Rainero, che mi hanno accompagnato nelle ripetute visite al ghiacciaio, a Margherita Maggioni e Emanuele Congiu che mi hanno dato paziente ascolto e spunti per la stesura di questo articolo.

N.B.: per le foto pubblicate di proprietà diversa da quella dell'autore, il Comitato Glaciologico Italiano ha concesso autorizzazione scritta.

BIBLIOGRAFIA

- DAINELLI G. (1901) - *Osservazioni sui ghiacciai del versante italiano del Monte Rosa*, Boll. C.A.I. Vol. XXXV, n°68.
 GNIFETTI G. (1842) - *Notizie topografiche del Monte Rosa ed ascensioni su di esso*, Ed. Corradini, seconda ed., 1981.
 GUGLIERMINA G.B. e G.F. (1899) - *Sulla parete meridionale del Monte Rosa*, Boll. C.A.I. Vol. XXXII.
 MONTANA S.R.L. (1999) - *Dati e risultati salienti di Save the Glaciers*.
 MONTERIN WILLY (1946) - *Campagna glaciologica*, Boll. C.G.I. N.25, 1948 - Consiglio Nazionale delle Ricerche.
 MONTERIN UMBERTO (1918) - *Il Monte Rosa ed i suoi ghiacciai*, Boll. C.G.I. n. 3, 1919 - Società Italiana per il Progresso delle Scienze.
 PRO LOCO ALAGNA (1999) - *Operazione "Montagna Pulita"*, Corriere Valsesiano, 17.09.1999.
 RAVELLI L. (1924) - *Valsesia e Monterosa*, C.A.I. Sez. Varallo, Ed. Corradini.
 SACCO F. (1942) - *Il Quaternario nel gruppo del Monte Rosa*, Regia Accademia delle Scienze.
 SACCO F. (1920) - *Il Glacialismo antico e moderno nelle alte valli di Ayas e Gressoney*, Bollettino del Comitato Geologico It., 47 (1-4).
 ZOPPETTI (1875) - *Schizzo topografico della parte meridionale della catena del Monte Rosa*, Boll. C.A.I. Vol. XII n° 34 Tav. IV.

ABSTRACT (vedi pag. 102)

Paolo Piccini (*)

INDREN: GLACIALISM OF THE TWENTIETH CENTURY

1 - INTRODUCTION

The Indren Glacier, located in Val d'Aosta at the head of the Mos valley, is contiguous to Valsesia, a valley in Piemonte to which it is connected since more than thirty years by the Alagna-Punta Indren cableway. This glacier is on the southern side of Monte Rosa, where the ridge of the massif clearly turns North to South, originating many crests. Amongst these, two ridges are noteworthy; one stretching from the Punta Giordani (4055 m) to the Corno Bianco (3320 m) and separating the Indren (East) from the Bors Glaciers, the other connecting the Piramide Vincent (4215 m) to the Hochlicht or Alta Luce (3185m). The Indren Glacier's meltwater joins the run-off of the nearby Lys Glacier into a stream bearing the same name. This is the stream that caused huge damages in Val di Gressoney during the flood of October 2000. The whole valley appears like a cut into the Alpine nappe, reaching South into the Australpine domain and North into the structurally deeper Penninic domain. Here, the gentle slopes of the westernmost valleys of the massif (Valtournanche and Val d'AYas) where the calcschist is predominant, are replaced by the sharper features typical of the gneiss. They became even sharper toward the East where, amongst others, the majestic South wall (Valsesia) and East wall (Valle Anzasca) of the Monte Rosa are mantled by glaciers jutting out, at times, in some areas.

Photo 1: see page 85

As a result of this structure, the glaciers branching off at the sides of the Piramide Vincent (Garstelet, Indren, Bors and Piode) follow each other in a characteristic sequence; their Eastern side overlapping of some dozens of meters the adjoining glacier. The Indren Glacier, facing SSW, is flanked by two crests which converge upwards, thus including all of the accumulation basin.

2 - A LITTLE BIT OF HISTORY

By reading the detailed report of Don Giovanni Gnifetti, written during his various attempts to climb the Signalkuppe (now named after him) it is possible to imagine in detail the extension of the Indren Glacier at the end of the Little Ice Age. "...varcata la piccola cresta che costituisce la linea divisionale di Alagna e Gressoney, tocchiamo il primo pianoro, ossia come il chiama il signor Zumstein, il primo altipiano, che è una vasta pianura di puro ghiaccio leggermente inclinata verso la valle di Gressoney" ². This is the view opening from the Colle Superiore delle Pisse on the Indren Glacier on the 27th July 1834; today the area is entirely without ice cover.

8th August 1842: "...Travalicati finalmente tali orrendi precipizi, si arriva di un passo ad inerparsi sulla prima ghiacciaia di Gressoney la quale si profonda a guisa di rovinosa frana verso l'alpe Lafets, giacente in un vallome tra il Col d'Olen, dal quale abbiamo preso le mosse e quello dell'Alto Lume. L'attraversar questa ghiacciaia poco al di sotto e quasi rasente al primo altipiano, già mentovato nei primi miei viaggi, ci fece consumare due ore di gravi fatiche e di pericoli per li frequenti screpolamenti scontrati di ogni dimensione e profondità" ³. Gnifetti had crossed the Indren Glacier (described as immense) on his way to the Hochlicht crest, where he spent the night, after passing under the terrace (photo 4) where the first skilift is now located and onto the slopes above the "great rocky escarpment", both mantled with ice at the time.

His remarks on the environment are very interesting; in the first half of the 19th century, he was able to notice the first signs of the waning Little Ice Age. "...di far osservare al naturalista ed a chiunque si diletta di queste varietà alpine, che il ghiaccio di questa montagna per quella parte che volge verso il mezzodi da alquanti anni, cioè da anni trenta sino ad oggi (1842), si è fortemente ritirato, il che è molto più notevole dall'anno 1834. Laonde nell'interno delle ghiacciaie vi avverrà di scorgere coperti e sporgenti enormi macigni, prominente, nudi scogli e creste di montagna viva che otto anni sono rimanevano invisibili e sepolti dissotto spessissimi strati di ghiacciaia. La cagione di tale riflusso dietro costanti osservazioni da me fatte dovrebbe ascrivere alla mitezza degli inverni, non che dalla poca quantità di nevi cadute nei mesi di dicembre e gennaio. Mentre quella che cade di primavera e nella stagione più temperata non potendo formare gran solidità di corpo, viene sciolta con

(*) Servizio Glaciologico Lombardo; paolo_piccini@libero.it

² ... crossing the small ridge separating Alagna from Gressoney, we stepped onto the first plateau or, as called by Mr. Zumstein, the first tableland, which is a vast flat area of pure ice slightly tilted toward Gressoney ...

³ ... after crossing those horrendous precipices, we come close to climb the first icefield of Gressoney which drops, like a disastrous landslide, toward Alpe Lafets, set in a deep valley between Col d'Olen, our starting point, and Alto Lume. Crossing this icefield underneath the plateau and close to it, as mentioned in my first travels, took us two hours of great effort and danger for the numerous crevasses of all sizes and depths...

prestezza dai raggi solari e dai venti meridionali..."⁴. These observations on snow and weather conditions are still valid.

In the 20th century, this medium-sized glacier underwent a remarkable reduction and was characterized by a linear retreat at the western front of 400 m over the past 80 years; a snowline moving upward 150 m and, above all, the loss of about 80 hectares of surface (190 at the beginning of the 20th century, a reduction of 40% without including the confluence of the Garstelet Glacier). However, considering that the high and steep fronts are now in fact flat and thin and partly buried in the morainic deposits, we can assume that the mass shrinkage has been far greater than the reduction of the area. Analysing the climate of the 20th century, this glacier was affected by morphological factors opposing its preservation. It does not have, indeed, a favourable exposure, which seems to be a particularly negative factor when the average temperature is increasing and summer ablation is more intense; moreover, the wide slopes where it is located favour wind-drift phenomena removing the snow already during the winter; finally, the morphology of the glacier exclude the possibility of protective factors (like the shadow cones).

With regards to the dynamics of the glacier, the separation from the above-mentioned Garstelet Glacier – an effluence of the Lys Glacier – played an important role. The latter is still a majestic glacier, flowing from a large plateau surrounded by the numerous “4000’s” of the Monte Rosa and framing the head of the Val di Gressoney with its typical seracs. In the past, the strength of the Lys mass was undoubtedly helping the western tongue of the Indren Glacier, which indeed reached much lower altitudes. In this regard Federico Sacco (SACCO, 1920) observed that the western branch of the Indren had two different fronts on the 1865 Adams-Reilly map. The right one was called Garstelet, as it was largely incorporated into it, while the left one was given the name Indren. In 1901, maps were still showing two contact areas, even though the dynamic contributions were already limited and the units were just about to split.

In 1901 (DAINELLI, 1901) Dainelli started to survey the fronts of the Indren Glacier from a glaciological perspective. He described the characteristic bipartition of the western branch; this was originated by a rocky crag showing up at the end of the 19th century at the counterslope of the gneissic bedrock dominated by a high cliff-shaped front. In those years there was a great difference of opinion on the minimum altitude of the glacier, probably due to the frequent collapses from the above front, forming fields of regenerated ice on the underlying slopes. The trips in 1914 and 1915 of U. Monterin confirmed what previously said (MONTERIN, 1918); they also took place in particularly snowy years, producing wide snow covers lasting till the end of summer (photo 2). The right branch of the western ice-tongue probably reached an altitude lower than 2900m until the 20’s. The eastern part was wedged between the crest coming down from Punta Giordani and a big rocky spike; it was smaller and located at 3109 m in 1902. The distinction between left and right western fronts will be reported in the C.G.I. glaciological campaigns until 1956. In 1918 it was still touching the Garstelet Glacier, which will no longer be the case in the following years; this “connection”, indeed, produced a single glacial mass including the Lys Glacier (fig. 1 and 2). After a short stagnation period, in 1925 the Indren Glacier started a retreat of a few meters per year, slowly thinning and showing a more and more marked front forking.

In 1934, the Garstelet Glacier had maintained its lower altitude at 3226 m, while the Indren’s left tongue, well fed, still reached its rocky step. From 1927 on, U. Monterin established permanent front measurements. The three glacier’s lobes were surveyed until 1935, while today, as a result of the retreat, only the western tongue is being monitored; it has flattened and has no forking (fig. 3). In 1936, the eastern front was separated from the glacial mass above, thus causing a retreat of 200 m. During the 1946 campaign, Willy Monterin observed that the mass of dead ice separated from the western front had melted away in a few years. At the beginning of the 50’s, the Indren proglacial lake began to occupy the depression at the back of the above-mentioned counterslope. Today the small lake is still well developed and a few hundred-meter away from the front (figg. 3 and 6).

Front measurements were stopped for some time, especially during the war. In the years following 1964, the breaking-up of large areas of the western front impeded the positioning of the marks: for 15 years, from 1971 to 1986, no documentation on the likely positive phase affecting the Alps was possible.

During this hundred-year-old evolution, the emergence of the rocky outcrop at 3285 m represented a significant reference point; on the 1899 map of the Gugliermine brothers it appeared like a nunatak

⁴ ... to show the naturalists, or anyone caring for the alpine environment, that the glacier facing South has undergone a great contraction over the last 30 years and today (1842) this is more visible than in 1834. Therefore you will see in the middle of the iceflow large boulders, crags, bare cliffs and crests that were invisible and buried under thick layers of ice just 8 years ago. My constant observations indicate that this is due both to the mildness of the climate and the scarce snowfalls of December and January. The snowfalls of spring and late-spring, not undergoing compression and transformation, are easily melted by the sun and the foehn winds...

completely surrounded by the glacier (fig. 2). In 1915 the glacial mass was no longer continuous and one could see the start of a forking (photo 2). In 1971, the rocks were standing some dozen-meter above the underlying western tongue (photo 7). Finally, recent pictures show the opening of another rocky outcrop above 3700 m, a sure indication of mass being lost also at higher altitude (photo 1 and 8).

One should then mention the step-shaped base of the rocks, which in the past caused a large mass dissipation due to the collapse of the western and the eastern tongues, and of the seracs beyond the crest to the orographic left at about 3800m of altitude. The latter is still discharging outside the glacier's surface. In 1981 an avalanche coming from these sectors destroyed the skilift located on the underlying Bors Glacier.

Fig. 1 and 2: see page 88; photo 2 and 3: see page 89; fig. 3 and photo 4: see page 90; photo 5 and 6: see page 91

3 - THE PRESENT SITUATION

Today, the Indren Glacier can be classified as a *slope mountain glacier*, having lost its valley tongue at the end of the 19th century, at that time stretching beyond the "big rocky escarpment" (photo 4). This is how the 200-m-high wall was named after the first glaciological investigations in the area; its base is located at about 2700 m and from there it hurls down into the underlying deep valley. The minimum front altitude is today 3060 m (the maximum close to 4100 m), the feeding is mainly direct, with minimal avalanche supply (at the two top crests). The meltwater flows mainly on the western side of the glacier due to a slight inclination of the substrate towards the West, which drains also the run-off from the eastern tongue into the lake.

This glacier is strongly affected by human intervention. Every year thousands of mountaineers on the way to the Capanna Regina Margherita cross its surface, which has now an extension of only 110 hectares. In 1965 the Alagna-Punta Indren cableway was built; it reached the SE edge of the glacier. Then, in 1966, a skilift was installed on the glacier's surface, with another one then added to in 1982. The two facilities were used until 4 years ago also for the summer skiing (fig. 3). In the next years both skilifts could be removed, thus leaving the area only to mountaineers and skiers. The present facility of Punta Indren, at the border of what is left of the eastern tongue, should then be then reached by the new ski-facilities of the "MonterosaSki", connecting Gressoney with Valsesia. Further modernization of the infrastructure located on the glacier's surface will be conditioned by the state of the glacier. Assuming a repositioning of the ski-facilities, the Roccette skilift could be used until the late season because it is situated on the main flow. The fact that the skilift starts at an altitude higher than the Punta Indren station means that the other skilift, now in the weathering area, would still be needed. A problem that can be solved, we fear, with the construction of a new station further uphill.

Photo 7: see page 92

Unlike the other glaciers used for summer skiing, the most recent contraction of the Indren glacier cannot be blamed entirely on the artificial displacement of snow-mass to prolong the summer skiing season. The human presence has left visible tracks on the ground, especially where the ice is no longer there (see below: "Operation clean mountains") (photo 9). Chemical analyses carried out in the 1999 summer on some Italian glaciers with tourism-sports settlements⁵ highlighted that the waters of the Indren Glacier were not polluted. No surfactants, sulfates, chlorides or lead and no bacteriological pollution were traced; unfortunately, this has not been the case of all the surveyed glaciers. As already mentioned, the snow-ice area is gradually deteriorating. In the area of the Indren skilift one can see a section of dead ice on the left side of the glacier (eastern flow); the skilift, though moved up from the original site, now starts from an area no longer occupied by ice. The summer ski-run, that could be skied on until some years ago, is now dotted with rocks and ice pillars, which quickly developed in the torrid summers of 1998 and 1999. In brief, the former eastern tongue is now an uneven ice mass located outside the main flow of the glacier, having almost completely lost its dynamic contribution. Surprisingly enough, one could observe that this flow, smaller and not higher than 3300 m of altitude, had registered more limited linear variations than the western one, at least until marginalized by reduced feeding. Presently, it is becoming more and more dependent upon direct snowfalls and has remained always below the snow-line in the past years.

Today, the summer view of the glacier from the arrival station of the cableway is quite disheartening. The trail, leading to the nearby refuges after passing the scree and crossing the main iceflow, is clearly marked by transversal crevasses already at the beginning of summer. Typical forms of periods of strong glacial retreat are noticeable: landslides from abandoned canals, opening of rocky nunataks at high altitude, burial of the ice-front into the moraine, snow covers confined to the higher elevations (above 3600 m in September 2000).

⁵ Montana s.r.l. (1999): *Main results and figures from Save the Glaciers*.

4 - THE 2000-2001 HYDROLOGICAL YEAR

The early and abundant snowfalls in the autumn 2000 were already an indication of the beginning of a different year. In winter, one could hardly distinguish the outline of the Roccette skilift on the glacier, as it was buried under the snow and therefore could not be used. Up until late July one could ski on the eastern tongue; the crevasses of the main flow at 3300 m were still covered at the beginning of August. Proofs of this unusual situation were registered on the 6th of August 2001 through accurate thickness measurements of the old snow; going up on the glacier, almost completely covered with snow, from the front to the Punta Giordani, particular attention was paid to the snow distribution: three surveys were carried out every 100m of altitude and then averaged. The survey points were selected among those areas not affected by avalanches or by artificial snow movements.

The figures (fig. 7) confirmed that the thickest snow cover (most of which kept until the end of summer) was however confined to altitudes higher than 3500 m, even under such favourable circumstances. Moreover, the accumulation thinned above 3900 m; indeed, only 90 cm were measured at the Punta Giordani. There are two causes for this kind of distribution: the normal gravitational instability of slopes with inclination of more than 35° at some places and the scarce protection from the wind offered by the western crest bordering the glacier. Huge snow ledges from Punta Giordani to Piramide Vincent were in fact well visible.

Fig. 4, 5 and 6: see page 92

The rocky nunatak that showed up in the past years at 3700 m has widened, which proves the volume loss of the catchment basin. In this regard it is advisable to compare this situation with the one reported in 1915 (photo 2 and 8). On 1st September 2001, the glacier was again completely covered with snow, thanks also to a snowfall on 31st August. Only the snow cover outside the glacier surface seemed to have shrunk when compared to the previous month. The enlargement of the surface of the proglacial lake of the eastern snout was also significant; this year it was well fed by the abundant meltwater. As far as the hydrography of the ablation streams is concerned, a comparison with the year 2000 shows that the eastern front registered abundant direct rill in addition to the normal flow of its melt-water towards the Indren lake (western front). Numerous little landslides were registered in the median area of the glacier and also on the summer trail leading to the Gnifetti refuge.

Finally the snow aspects: the large quantity of precipitations in this hydrological year, and above all the way it occurred, made the snow blanket particularly thick, so that it could strongly oppose the ablation in August 2001 which was everything but mild. The snow always remained quite hard also in the hottest summer days thanks to its high density resulting from an extended permanence on the ground and to the weight of the many meters of thickness. This remarkable thickness was observed also during the surveys. The layers more strongly opposing penetration were confined to the surface; this happens only when the snow blanket is characterised the typical conditions of the summer *melting and icing metamorphism*.

Fig. 7: see page 93

5 - WHAT'S NEXT?

The upsetting of an ecosystem can cause two kinds of reactions in an organism: adaptation or escape. Matching this statement to the glacier-organism, always searching for a balance with the surrounding environment, one can come to the conclusion that a glacial retreat is the only possible response to present climatic conditions. From this point of view, the most important "local" aspect is represented by the morphology of the glacier; its very high altitude catchment basin is, unfortunately, much too small to adequately feed the much larger area at lower altitude (fig. 4, 5, 6).

Photo 8 and 9: see page 12

With the snow line gradually receding, a large part of the area located between 3200 and 3400 m, once an accumulation area, has in fact become an ablation zone, confining the ever smaller snow cover to the higher elevations. The proper feeding of the ice-flows is therefore no longer guaranteed.

The Indren Glacier is still too wide for the present climatic conditions; the ongoing reduction is affecting all sectors, and particularly the eastern tongue is now undergoing a weathering phase. The climate, more or less influenced by human activities, seems to be headed toward a further increase of temperatures. At our latitudes, this phenomenon can also be linked with a "tropicalization" of the precipitation, becoming more and more concentrated and intense. If this trend continues, it will cause the total melting of the units located at the lower elevations and a considerable retreat of the many valley tongues that represent leftovers of past climatic conditions.

At the end of the summer 2000, which was however unfavourable to the overall balance, a residual snow cover on the highest catchment areas of many Italian glaciers was reported and this should not be neglected. It may be a sign of a possible dynamic diversification from the units at lower altitude, which are more and more hit by rainy precipitations; so it is warmer, but there are also larger snow residuals in the upper sectors. The exceptional 2000-2001 accumulation year seems to confirm these surveys. In the case of the Indren Glacier, extending above 4000 m, it will be interesting to observe the combined effects of these factors and, above all, to see whether a possible increase in snow precipitation (which we all set our hopes on) could offset the intense summer ablation.

Credits

Many thanks to Prof. Roberto Ajassa for his availability while researching the archives of the Comitato Glaciologico Italiano, to Dott. Luigi Motta for the precious hints and the useful exchange of opinions, to Marco Pozzi and the Local Tourist Board of Alagna Valsesia, to Giuseppe Scaroni and Alberto Rainero who accompanied me during the numerous trips to the glacier, to Margherita Maggioni and Emanuele Congiu for patiently listening to me and giving me hints for the preparation of this article.

N.B.: the Comitato Glaciologico Italiano has given written authorization to publish those pictures not property of the author.

OPERATION: CLEAN MOUNTAINS

On the 11th and 12th September 1999, the Local Tourist Board and the Municipality of Alagna Valsesia, the Monrosa Cableway company and a group of volunteers organized a “two-day” cleaning campaign and environmental restoration on the Indren and Bors Glaciers. All local authorities joined the initiative: the Mountain Rescue Service, the Finance Police, the Alpine Guides, the Ski School, the CAI organization. The Monrosa offered the trip on the cableway and the lunch. The cleaning job was carried out by two different teams: one cleaning the area of the Indren skilift, the other working between the cableway station and the Bors Glacier. What had been hidden by snow and ice since the 60's has reappeared amongst the boulders and the meltwater pools. Nearly 600 kg of minor waste were therefore collected and carried down by cablecar, while the various scraps and pieces of wood were removed with a helicopter. Since clean mountains are a heritage while “dirty ones a bit less”, the Local Tourist Board of Alagna Valsesia committed to a wide awareness campaign for the protection of nature. The initiative was suspended in the year 2000 following the removal of part of the skilifts and in 2001 because of the early snowfalls. As a result of the recent retreat of Italian glaciers, not only waste but also a mentality of exploitation of the higher elevations have emerged; we hope this attitude will also go away. Considering the success of this initiative by the most aware mountain-goers, the Indren Glacier will hopefully be more protected in the future, thanks also to a spreading campaign dealing with the different fragile aspects of glacial environments.

6 - REFERENCES *(see page 97)*

ABSTRACT

Il Ghiacciaio di Indren, situato sul versante meridionale del Monte Rosa (Valle di Gressoney, Italia), è uno degli apparati glaciali italiani più conosciuti e studiati in quanto percorso da frequentati itinerari alpinistici. A partire dagli Anni Sessanta viene utilizzato anche per la pratica dello sci estivo. Nel presente lavoro se ne illustrano le vicende, a partire dalle relazioni di G. Gnifetti nella prima metà del XIX secolo e sino alle variazioni più recenti, e le peculiarità morfo-dinamiche.

Parole chiave: *Ghiacciaio di Indren, Monte Rosa, sci estivo*

The Indren Glacier, located on the southern side of the Monte Rosa (Valle di Gressoney, Italy), is one of the most known and mostly studied Italian glaciers because it is crossed by well-known alpine itineraries. Since the 60s, it has been used for the summer skiing. The present work outlines its history, from the reports of G. Gnifetti in the first half of the 19th century to the most recent measurements, and provides a description of its morpho-dynamic features.

Key words: *the Indren Glacier, Monte Rosa, summer skiing*

Le glacier de Indren, qui se trouve sur le versant Sud du Mont Rosa (Vallée de Gressoney, Italie) est un des glaciers italiens entre les plus fréquentés et étudiés, parce-qu'il offre beaucoup d'itinéraires d'alpinisme. Dès années 60, on peut y faire du ski d'été. Dans cet étude-ci on présente les événements depuis les relations de G. Gnifetti pendant la première moitié du XIX siècle jusqu'aux changements les plus récents. On a analysé aussi ses caractéristiques au niveau de la dynamique et de la morphologie.

Mots clés: *Glacier de Indren, Mont Rosa, ski d'été*



Mircea Voiculescu (*)

SULLA MORFOLOGIA SUBNIVALE E DI SUPERFICIE DEI DEPOSITI NIVALI DEL MASSICCIO DEL FA GA RAȘ- CARPAZI RUMENI. ANALISI PRELIMINARE

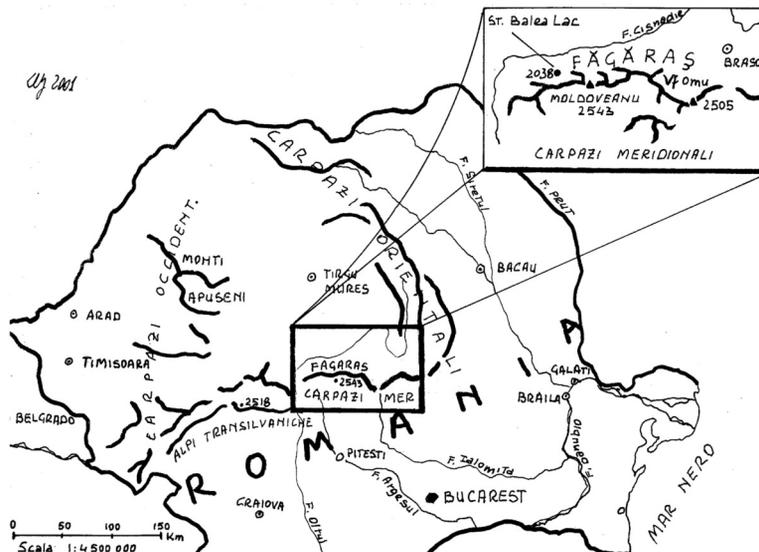
- seconda parte -

(traduzione dal francese di Guido Catasta)

1 - INTRODUZIONE

I precedenti studi sui *depositi nivali* dei Carpaзи Rumeni hanno finora riguardato posizione, forme e loro effetti sulla morfologia del territorio. D'altro canto non ne è stata tentata l'esplorazione né, tantomeno, è stata indagata la loro struttura interna. Inoltre, non sono state oggetto di studio le *cavità subnivali* delle zone di alta montagna da parte dei geomorfologi, dei glaciologi e neppure degli speleologi. Alcuni studi hanno incidentalmente trattato le cavità o le *grotte a nucleo di ghiaccio*: mi riferisco ai lavori riguardanti sia la dinamica di fusione del ghiaccio o la dinamica glaciale in funzione degli elementi meteorologici esterni (RACOVITĂ et al., 1987; RACOVITĂ, 1994), sia le condizioni climatiche locali (RUȘDEA, 1985) sia l'estensione delle zone glaciali (ȘERBAN, RACOVITĂ, 1991). Il presente studio, seppur di carattere preliminare, è invece incentrato sulle cavità subnivali e sulla loro importanza geomorfologica: i depositi nivali possono infatti rappresentare un modello termocarsico d'evoluzione nel Massiccio del Făgăraș durante l'estate e, in un certo contesto, costituire un indicatore dei cambiamenti climatici attuali.

Nella letteratura geografica rumena, le forme geomorfologiche che derivano dall'azione dei depositi nivali e allo stesso tempo dall'erosione nivale possiedono diverse denominazioni: *nicchie nivali*, *microdepressioni* (in rumeno denominate "scochine") e *depressioni nivali a ferro di cavallo semplici* (IANCU, 1961; NICULESCU, NEDELICU, 1961; GRIGORE et al., 1965; POSEA et al., 1974; ICHIM, 1979; GRIGORE, 1981; POPESCU, ILENICZ, 1981; ILENICZ, 1984) oppure *a ferro di cavallo en relais* (URDEA, 2000).



(*) Université de l'Ouest de Timișoara, Département de Géographie, v. Pârvan, 4, 1900 - Timișoara, Roumanie

Queste forme si situano sui versanti, in prossimità delle creste dei circhi e sui ripiani. Sotto il nome generico di *fenomeni criocarsici* si raggruppano tutte le trasformazioni e le forme endoglaciali sia nel loro insieme, sia nel dettaglio (ERASO, PULINA, 1994; BADINO, PICCINI, 1995, citati da TOGNINI, 2001). In Romania i fenomeni sono conosciuti come *fenomeni termocarsici*, rappresentati dall' "*insieme dei processi, forme e microforme che si generano sulla superficie delle calotte glaciali, dei ghiacciai, dei nevai pluriennali e delle zone periglaciali, nei periodi con temperatura dell'aria elevata e per disgelo differenziale. A seguito della fusione del ghiaccio si formano dei campi solcati, delle piccole depressioni che assomigliano alle doline, e delle piccole cavità*" (BĂCĂUANU et al., 1974; GEOGRAFIA DE LA A LA Z, 1986).

2 – DISCUSSIONE

Analizziamo i più interessanti depositi nivali del Massiccio del Făgăraș, essendo le loro condizioni locali di formazione e di permanenza durante l'anno già state trattate nella prima parte del nostro studio (VOICULESCU, 2001). In questa seconda parte tratteremo delle caratteristiche morfologiche superficiali, ma soprattutto di quelle subnivali (cioè endoglaciali) e dei processi termocarsici di questi depositi.

1. La morfologia della superficie dei depositi nivali

Tutti i depositi nivali presi in considerazione si trovano alla base dei grandi versanti della cresta glaciale Arpășel, su un'immensa fascia di detriti accumulati dai processi di degradazione delle rocce cristalline di questo settore montano, lunga 900-1000 m, larga circa 70-80 m e assai ripida (30°-40° di inclinazione). Se durante il mese di maggio i depositi hanno l'aspetto di una banda continua molto ben strutturata, più avanti nel tempo, nei mesi di giugno e luglio, essi appaiono discontinui. In questo periodo, le trasformazioni fisiche, strutturali, di forma e dimensione sono evidenti. Nei mesi di luglio e agosto la superficie occupata dai depositi di neve si riduce. I depositi hanno la forma di triangolo isoscele con la base in alto.

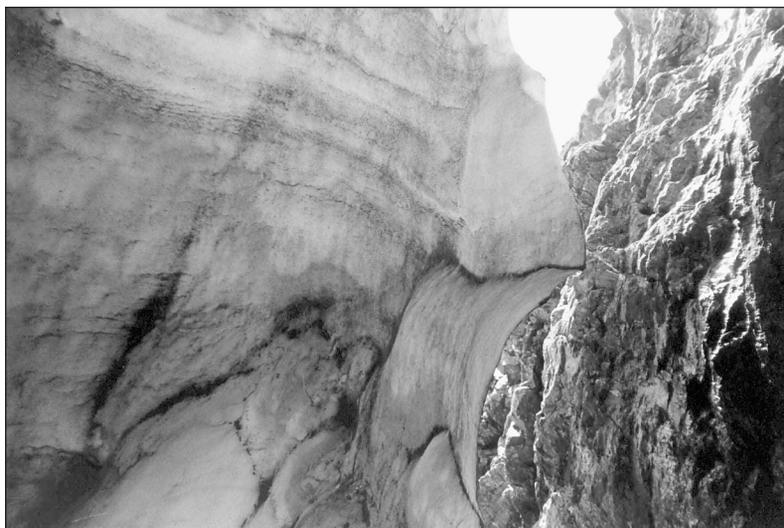


Foto 1: la direzione verticale e parallela d'evoluzione morfologica dei depositi nivali situati alla base della cresta glaciale Arpășel (Voiculescu, 2001).

Photo 1: the vertical and parallel direction of the morphological evolution of the snow deposits located at the base of the Arpășel glacial crest (Voiculescu, 2001).

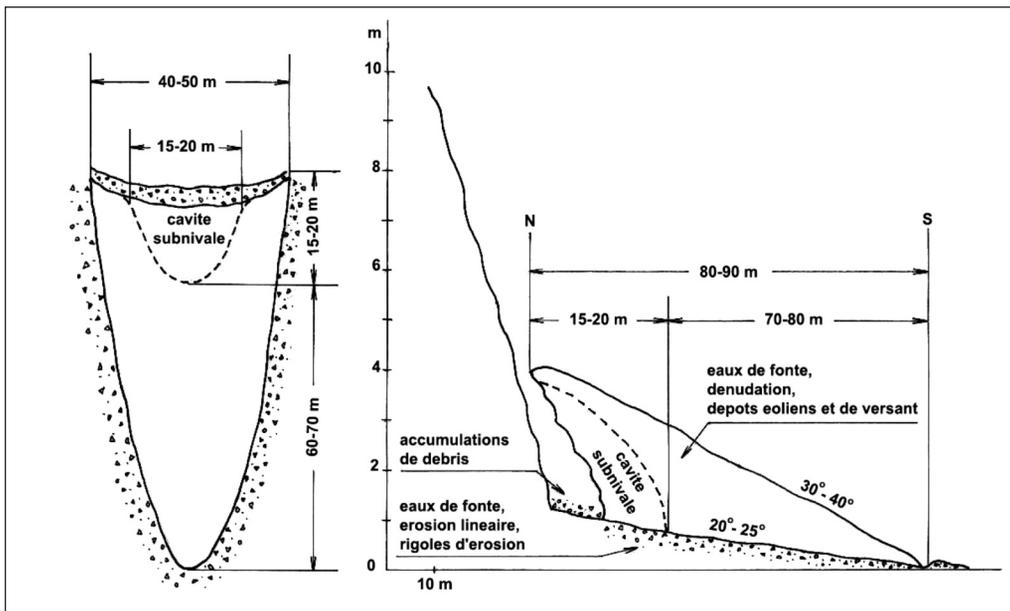


Fig. 1: il modello grafico del deposito nivale del Massiccio Făgăraș-Carpați Meridionali (Carpați Rumeni).

Fig. 1: the graphic model of the snow deposit of the Făgăraș Massif – Southern Carpathians (Romanian Carpathians).

Le dimensioni diminuiscono molto, fino a raggiungere i 50-70 m di lunghezza e i 30-50 di larghezza alla base. I maggiori spessori si hanno sempre a monte, alla base del versante, con valori di 3-7 m. Inoltre, le dimensioni presentano variazioni notevoli da un anno all'altro, in funzione dei fattori climatici generali e topoclimatici, quali la quantità di neve caduta, il rapporto fra precipitazioni solide e liquide e le variazioni termiche.

I principali processi geomorfologici che agiscono sulla superficie del deposito e nelle sue immediate vicinanze sono caratteristici dell'ambiente di alta montagna, periglaciale. L'erosione lineare (*meltwater*), prodotta dalle acque di fusione, gioca un ruolo di grande importanza sui lati e alla sommità del deposito: esso si riduce in modo esponenziale in funzione dell'entità della fusione stessa. Si formano pertanto piccoli solchi denominati *rigole di erosione* (*rill erosion*) che convogliano le acque di fusione verso valle. Se la temperatura aumenta, i processi di fusione si amplificano e le acque si estendono su tutta la superficie del deposito provocandone la denudazione (*sheetwash*) (VOICULESCU, 2001).

Questi processi sono simili a quelli riscontrati sui Carpați Polacchi, cioè sugli Alti Tatra, riferiti da RACZKOWSKA nei suoi studi (1995; 1997). Inoltre, con il passare del tempo, a causa dei processi gravitazionali che trascinano i detriti provenienti dai versanti o del trasporto eolico, per i frammenti più fini, sulla superficie del deposito si accumulano frammenti di rocce di diverse dimensioni. Si ritrovano sempre elementi vegetali, anch'essi trasportati dal vento (fig. 1). Questi depositi rappresentano piccoli sistemi nivali all'interno dei quali si sviluppano cavità simili a quelle presenti nei grandi ghiacciai alpini, ma a un'altra scala spaziale e dimensionale, quest'ultima, nel nostro caso, molto ridotta.

La genesi, l'evoluzione, la struttura e lo sviluppo successivo di queste cavità presentano delle somiglianze con i processi che si producono con il carsismo. Le trasformazioni morfologiche delle cavità sono molto rapide a causa della dinamica del ghiaccio, molto più attiva che non sui rilievi carsici (TOGNINI, 2001) e condizionata dagli elementi geometrici del rilievo (altitudine, esposizione,

pendenza) e del clima locale. Pertanto, la grandezza dell'apertura delle cavità e le forme endoglaciali sono molto diverse agli occhi dell'esploratore e molto interessanti a quelli del ricercatore. Se consideriamo che le cavità endoglaciali del Massiccio del Făgăraș sono situate su pendenze accentuate e che le loro dimensioni non sono particolarmente grandi, si comprende come la loro esplorazione risulti difficile e talvolta pericolosa.

2. Le modalità dell'evoluzione morfologica subnivale.

I processi fisici di alternanza del gelo e del disgelo sono la causa principale della formazione delle cavità. I depositi nivali del Massiccio del Făgăraș, sotto l'azione dei fattori morfometrici, climatici e topoclimatici, si presentano con due principali modalità di evoluzione subnivale.

2.1 - La modalità secondo un piano verticale o parallelo e laterale al versante.

Si tratta di uno spazio vuoto tra la periferia del deposito di neve e la roccia del versante che si forma per la fusione del nevato causata dalla trasmissione del calore da parte della roccia. Le dimensioni variano durante i mesi estivi e raggiungono i 5-6 m di altezza e 1-1,5 m di larghezza. Al suo interno si accumulano frammenti della disgregazione dei versanti, ivi convogliati dai processi gravitazionali. Nella foto 1 si osservano le linee di stratificazione della neve, che ha la densità del *firn* e denota la stessa evoluzione del ghiaccio nei ghiacciai (VOICULESCU, 2001), e le fasi di arretramento del ghiaccio verso valle. La parte superiore del deposito ha l'aspetto di una cornice di neve, inclinata verso il versante.



Foto 2: la direzione laterale e parallela della morfologia dei depositi nivali con il versante della cresta glaciale Arpășel (Voiculescu, 2001).

Photo 2: the lateral and parallel direction of the snow deposits' morphology with the slope of the Arpășel glacial crest (Voiculescu, 2001).

Nella foto 2 si osservano molto bene lo spazio del crepaccio, i frammenti della disgregazione delle rocce accumulatisi per gravità alla base del versante e, sullo sfondo, la piccola apertura fra il deposito e la roccia. I più importanti agenti modellatori sono le correnti d'aria, che circolano tra il deposito e il versante, e le oscillazioni e le differenze termiche fra roccia e ghiaccio. I due agenti

determinano senza dubbio morfologie irregolari e curiose, come le creste longitudinali e trasversali, i piccoli tunnels, le piccole cavità e i drappeggi. Si deve notare la quantità di acqua che si forma in superficie e penetra all'interno della cavità. Essa contribuisce, assieme a quella proveniente dall'interno del deposito, alla formazione di un ruscello sotterraneo, la cui importanza geomorfologica è rimarchevole per ciò che concerne la morfologia locale.



Foto 3: diverse forme della cavità subnivale: le stalattiti incipienti, coniche a base larga e bassa, i piccoli sifoni, le piccole gallerie sviluppate in piano verticale (Voiculescu, 2001).

Photo 3: different formations of the sub-snow cavities: the conical stalagmites with a large base, the small siphons, the small, vertical tunnels (Voiculescu, 2001).

2. 2 - La modalità subnivale, in senso longitudinale

Questa modalità, che condiziona l'ampiezza della cavità, è influenzata dall'acqua di fusione subnivale, dalla variazione della temperatura e dalla penetrazione delle correnti d'aria nelle profondità della cavità. L'ingresso della cavità subnivale ha un'altezza di 2-3 m e una larghezza di 5-6 m. Procedendo al suo interno la cavità si restringe ed aumentano conseguentemente le difficoltà di esplorazione e i pericoli di crollo. Si deve precisare che le forme subnivali hanno carattere pseudocarsico, perchè il principale processo di formazione non è la corrosione, ma il meccanismo di dissoluzione (BLEAHU, 1982). Al tempo stesso, queste forme hanno carattere effimero, mutando rapidamente nelle dimensioni e nella morfologia. L'ambiente interno è molto umido e l'acqua, in quantità significative, cola dal soffitto e lungo le pareti. Poi, l'acqua che raggiunge la base della cavità, sia che s'infiltri nelle fratture provocate dal gelo, sia che coli in piccoli fili, forma un vero ruscello alla base del deposito e un piccolo torrente alla sua uscita. Sul soffitto, le forme che derivano dal gocciolamento del ghiaccio in fusione, sotto l'influenza delle correnti d'aria assumono aspetti assai vari che ricordano quelle del rilievo carsico. Tra questi, i più importanti sono le vele semplici, piane od ondulate, i piccoli drappeggi, le stallattiti incipienti, coniche a base larga e poco pronunciate in altezza, i piccoli sifoni, le piccole gallerie sviluppate in verticale, le creste allungate, longitudinali e ondulate. Si possono inoltre osservare sulla superficie le linee sottili che indicano le fasi di formazione del ghiaccio durante la sedimentazione nevosa nella stagione fredda. E' necessario tenere sempre presente che le correnti d'aria sono responsabili dell'aspetto e dello sviluppo delle forme lungo precise direzioni (foto 3, 4 e 5).



Foto 4: diverse forme della cavità subnivale: le vele semplici, distese o ondulate, i piccoli drappeggi (Voiculescu, 2001).
Photo 4: different formations of the sub-snow cavities: the simple sails, flat or wavy, the small curtains (Voiculescu, 2001).

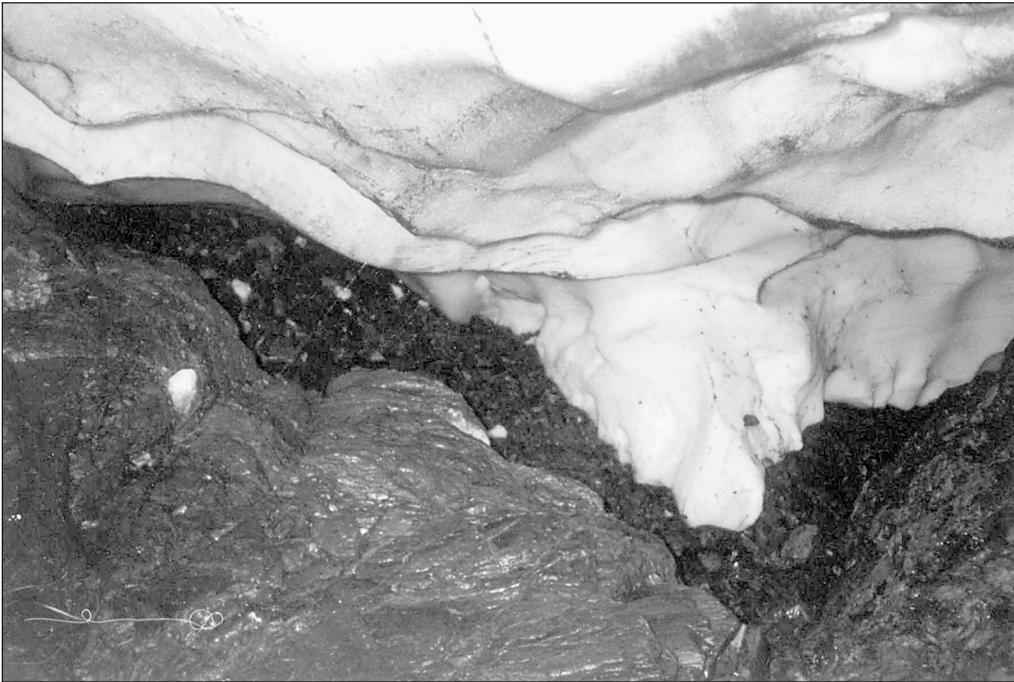


Foto 5: diverse forme della cavità subnivale: le creste allungate, longitudinali e ondulate (Voiculescu, 2001).
Photo 5: different formations of the sub-snow cavities: the extended, longitudinal and undulating crests (Voiculescu, 2001).

3 - CONCLUSIONI

I depositi nivali che permangono nel corso dell'estate costituiscono una realtà fisica ben riconoscibile del Massiccio del Făgăraș e, al tempo stesso, un modello d'evoluzione fisico-geografica della neve e del ghiaccio. D'altra parte, questi depositi svolgono un'azione molto attiva nei processi fluviali dell'alta montagna, ai fini dell'alimentazione dei corsi d'acqua. Dal punto di vista geomorfologico, i depositi giocano un ruolo molto importante nella redistribuzione dei detriti derivanti dalla gelifrazione e nella morfologia locale e di dettaglio. Infine, i depositi nivali residui rappresentano un indicatore climatico fedele a livello locale e nel contesto dei cambiamenti climatici globali.

BIBLIOGRAFIA

- BĂCĂUANU V., DONISĂ I., HĂRJOABĂ I. (1974) - *Dicționar geomorfologic*, 282, Ed. Științifică, București.
- BLEAHU M. (1982) - *Relieful carstic*, 296, Ed. Albatros, Bucurest.
- IANCU S. (1961) - *Elemente periglaciare în Masivul Parângului*, Problemi di geografia, vol. VIII, 191-203, Ed. Accademia Rumena.
- IANCU S. (1970) - *Munții Parâng, studiu geomorfologic*, 494, Tesi di dottorato.
- ICHIM I. (1979) - *Munții Stânișoara, studiu geomorfologic*, 121, Editura Academiei Române.
- IELENICZ M. (1984) - *Munții Ciucaș-Buzău, studiu geomorfologic*, 147, Editura Academiei Române.
- GRIGORE M., POPESCU D., POPESCU N. (1965) - *Relieful crio-nival din Munții Banatului*, St. și cerc. de geol., geof. și geogr., Seria geografie, tomul XII, nr. 2, 255-263, București.
- GRIGORE M. (1981) - *Munții Semenic, potențialul reliefului*, 143, Editura Academiei Române.
- NICULESCU GH., NEDELICU E. (1961) - *Contribuții la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a Munților Retezat-Godeanu - Țarcu și Făgăraș-Lezer*, Probleme de Geografie, vol. VIII, 87-123, Editura Acad. Române.
- POPESCU N., IELENICZ M. (1981) - *Evoluția versanților în regim periglaciari în partea centrală a Munților Făgăraș*, Analele Universității din București, Geografie, 89-97, anul XXX.
- POSEA GR., POPESCU N., IELENICZ M. (1974) - *Relieful României*, 483, Editura Științifică, București.
- POSEA GR., GRIGORE M., POPESCU N., IELENICZ M. (1976) - *Geomorfologie*, 535, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- RACOVITĂ G., ȘERBAN M., VIEHMAN I. (1987) - *Tendances de la long terme dans la dynamique des fonctions de glace de la Grotte de Scărișoara (Monts du Bihor)*, Theoretical and Applied Karstology, vol. 3, 143-165, Institutul de Speologie "Emil Racoviță", București.
- RACOVITĂ GH. (1994) - *Éléments fondamentaux dans la dynamique des spéléothèmes de glace de la Grotte de Scărișoara en relation avec la météorologie externe*, Theoretical and Applied Karstology, vol. 7, 133-149, Editura Academiei, București.
- RACZKOWSKA Z. (1995) - *Nivation in the High Tatras, Poland*, Geografiska Annaler, 77 A, 251-258.
- RACZKOWSKA Z. (1997) - *Nivation and its geomorphic significance-examples from the Polish High Tatra and the Ortles-Cevedale Massif, the Italian Alps*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, vol. XXXI, 175-192, Krakow.
- RUȘDEA E. (1985) - *Étude topoclimatique de la Grotte Ghețarul de la Vârtoș (Monts de Bihor)*, Theoretical and Applied Karstology, vol. 2, 131-141, Inst. de Speologie "Emil Racoviță", București.
- ȘERBAN M., RACOVITĂ G. (1991) - *L'extension de la zone glacée dans la Grotte de Scărișoara (Roumanie) - effet des oscillations météorologiques multiannuelle*, Theoretical and Applied Karstology, Volume 4, 51-65, Institutul de Speologie "Emil Racoviță", București.
- TONINI P. (2001) - *Cavita endoglaciali e processi criocarsici: il punto sulle conoscenze attuali*, Terra glacialis, Annali di Cultura Glaciologica, Anno IV, 61-83.
- VOICULESCU M. (2001) - *Considerazioni sulla presenza della neve in estate nella zona periglaciaria del Massiccio Făgăraș (Carpați Rumeni)*, Terra glacialis, Annali di Cultura Glaciologica, Anno IV, 47-61, Milano.
- URDEA P. (2000) - *Munții Retezat, studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, 272.
- XXX (1986) - *Geografia de la A la Z, Dicționar de termeni geografici*, Editura Științifică și Enciclopedică, București, 326.

ABSTRACT (vedi pag. 112)

Mircea Voiculescu

**THE SUB-SNOW AND SURFACE MORPHOLOGY OF THE SNOW DEPOSITS OF
THE FA GA RAȘ MASSIF – ROMANIAN CARPATHIANS: PRELIMINARY
ANALYSIS
- Second part -**

1 – INTRODUCTION

The previous research on the snow deposits of the Romanian Carpathians (Terra glaciālis n° 4) has dealt only with their position, formations and effects on the morphology of the region. On the other hand, neither the deposits have been explored nor their internal structure has been investigated. Moreover, the geomorphologists, the glaciologists and even the speleologists have not studied the sub-snow caves in the high mountains regions. Some research incidentally dealt with the caves or *ice-core caves*; reference is made to the works on ice melting dynamics or glacial dynamics related to external meteorological elements (RACOVITȚĂ et al., 1987; RACOVITȚĂ, 1994), on local climatic conditions (RUȘDEA, 1985) and on the extension of the glacial areas (ȘERBAN, RACOVITȚĂ, 1991). This research, though in a preliminary stage, concentrates instead on sub-snow cavities and their geomorphological importance; the snow deposits can, indeed, represent a thermokarst evolutionary pattern in the Făgăraș Massif during the summer and, in a certain way, be an indicator of present climatic changes. In the Romanian geographic literature, the geomorphological formations resulting from the snow deposits as well as from the snow erosion can be called with different names: *snow niches*, *microdepressions* (“*scoabine*” in Romanian) and *simple horseshoe-depressions* (IANCU, 1961, 1970; NICULESCU, NEDELCU, 1961; GRIGORE et al., 1965; POSEA et al., 1974; ICHIM, 1979; GRIGORE, 1981; POPESCU, IELENICZ, 1981; IELENICZ, 1984) or *en relais horseshoe-depressions* (URDEA, 2000).

Făgăraș Massif: geographic location: see page 103

These formations are located on the slopes close to the cirque crests and on the plateau. All transformations and endoglacial formations, as a whole or in detail, fall under the generic name of *cryokarst phenomena* (ERASO, PULINA, 1994; BADINO, PICCINI, 1995, mentioned by TOGNINI, 2001). In Romania, these phenomena are known as *thermokarst phenomena*, defined as “*all the processes, formations and microformations originating on the surface of ice caps, glaciers, multi-annual snowfields and periglacial areas in those periods characterised by high air temperature and differential thaw. The ice melting causes the formation of furrowed fields, small depressions similar to dolinas and small cavities*” (BĂCĂUANU et al., 1974; GEOGRAFIA DE LA A LA Z, 1986).

2 – DISCUSSION

We now analyse the most interesting snow deposits of the Făgăraș Massif because we have already dealt with their formation and conservation during the year in the first part of our research (VOICULESCU, 2001). In the second part, we concentrate on the surface morphological features but, above all, on the sub-snow cavities (i.e. endoglacial ones) and on the thermokarst processes of these deposits.

1. The surface morphology of the snow deposits

All the snow deposits we take into consideration are located at the base of the wide slopes of the Arpăeș glacial crests, on a huge deposit of debris accumulated by the weathering process of the crystalline rocks in this mountain sector; the deposit is 900-1000 m long, about 70-80 m large and very steep (30°-40° inclination). During May the deposits appear like a well-structured continuous strip while in June – July they are discontinuous. In this period the physical, structural, shape and dimensional transformations are evident. In July and August the surface occupied by the snow deposits is further reduced. The deposits have the shape of an isosceles triangle with the base up.

Photo 1: see page 104; fig. 1: see page 105

Their size is considerably reduced, until reaching 50-70 m of length and 30-50 m of width at the base. The max. thickness is always above, at the base of the triangle, with values of 3-7 m. Moreover, the dimensions vary remarkably year after year depending on the topoclimatic and general climatic factors like the quantity of snow, the ratio between solid and liquid precipitations and thermal changes. The main geomorphological processes acting on the surface of these deposits and on the surrounding areas are typical of the high mountains – periglacial – environment. The linear erosion caused by the meltwater plays an important role on the sides and on the top of the deposits; their sizes reduce exponentially with the entity of the melting process. Therefore, small furrows called rill erosion form and channel the meltwater downstream. If the temperature increases, the melting process enlarges and the water extends to the whole surface causing

its sheet-erosion (VOICULESCU, 2001).

These processes are similar to those observed on the Polish Carpathians, i.e. on the Upper Tatra, and reported by RACZKOWSKA in his studies (1995, 1997). Moreover, with the passing of time, rock fragments of different dimensions coming from the upper slopes accumulate on the surface of the deposit as a result of either gravitational processes or wind erosion. Vegetal elements are always present and they, too, are carried by the wind (fig. 1). These deposits represent small snow systems inside which cavities similar to the ones in the large Alpine glaciers develop, even though on a different spatial and dimensional scale, the latter being however very limited.

Origin, evolution, structure and consequent development of these cavities are similar to some karst processes. The caves' morphological transformations are very fast, being the ice dynamics much more active than karst dynamics (Tognini, 2001), and influenced by the unit's geometrical elements (altitude, exposure, inclination) and by the local climate. The very different dimensions of the mouths and the various endoglacial formations look very peculiar to an explorer and very interesting to a researcher. If we consider that the endoglacial cavities of the Făgăraș Massif are located on steep slopes and that their dimensions are not particularly large, we can understand why exploring them is so difficult and sometimes even dangerous.

2. The evolution patterns of the sub-snow morphology

The physical processes of alternating frost and thaw are the main cause for the formations of the cavities. Under the morphometrical, climatic and topoclimatic factors, the snow deposits of the Făgăraș Massif are characterised by two main sub-snow evolutionary patterns.

2.1 – The vertical pattern, parallel to the side of the slope

The empty space between the edge of the snow and the rock of the slope forms as a result of firn melting due to the heat transmission of the rock. The dimensions vary during the summer months and reach 5-6 m of height and 1-1.5 m of width. Fragments coming from the weathering of the sides accumulate inside, after being directed there by gravitational processes. In the picture (photo 1) you can see the stratification lines of the snow, having the density of the firn and undergoing the same evolution of the glaciers' ice (VOICULESCU, 2001), and the indent of the ice at the bottom. The upper part of the deposit looks like a wind slab, inclined towards the side.

Photo 2: see page 106

In the photo 2 you can clearly see the space of the crevasse, the fragments from the rocks' weathering accumulated by the gravity at the base and, in the background, the small crack between the deposit and the rock. The air currents circulating between the deposit and the side, the fluctuations and the thermal differences between the rock and the ice are the most important modelling agents. The two agents undoubtedly originate irregular and weird morphologies, like the longitudinal and transversal crests, the small tunnels, the small cavities and the snow curtains. The quantity of water forming on the surface and penetrating into the cavity is noteworthy. Together with the water coming from the inside of the deposit it contributes in the formation of an underground stream, whose geomorphological importance is remarkable as far as the local morphology is concerned.

Photo 3: see page 107

2.2 – The sub-snow pattern in a longitudinal sense

This pattern, which determines the cavity size, is influenced by the meltwater, by temperature changes and by the flow of the air currents through the cavities. The mouth of the sub-snow cavity is 2-3 m high and 5-6 m large. Going deeper and deeper into the cavity, the space becomes confined and therefore more and more difficult to explore because of possible collapses. We should specify that the sub-snow formations have karst-like features because the main formation process is not represented by corrosion, but by a dissolution mechanism (BLEAHU, 1982). These formations are also short-lived, as their dimensions and morphology change rapidly. The inside environment is very humid, with large amounts of water dripping from the roof and along the walls. When the water reaches the base of the cave, either it filters into the cracks opened by the frost or it drips into small streamlets, thus forming a rivulet at the base of the deposit and a small stream at its mouth. On the roof, under the influence of air currents, the formations resulting from the dripping of the melting ice can change their aspect and are similar to those of karst units. The most important features are: the simple sails, either flat or wavy; the small curtains; the conical stalactites, with a large base and limited height; the small siphons; the small vertical tunnels; the extended, longitudinal and undulated crests. You can also notice the thin lines on the surface, which indicate the ice formation phases during the snow sedimentation in the cold season. We should always bear in mind that the air currents are responsible for the aspect and the development of the formations along specific directions (photo 3, 4 and 5).

Photo 4 and 5: see page 108

3 – CONCLUSIONS

The snow deposits that last over the summer represent a well-recognizable physical reality of the Făgăraș Massif as well as a physical-geographic evolutionary pattern of the snow and the ice. On the other hand, these deposits very actively influence the fluvial processes of the high mountains in terms of feeding the watercourses. From the geomorphological point of view, the deposits play a very important role in the re-distribution of the debris resulting from the de-icing and in the local and detailed morphology. Finally, the residual snow deposits represent a reliable climatic indicator, at local level, to account for the global climatic changes.

REFERENCES (see page 109)

ABSTRACT

La presenza di depositi nivali semi-permanenti svolge nel Massiccio del Făgăraș (Carpazi Rumeni) un importante ruolo in relazione ai processi fluviali e al modellamento del territorio, rappresentando nel contempo un utile indicatore dei mutamenti climatici a livello locale. Ne vengono qui analizzate le caratteristiche morfologiche superficiali e di profondità, con particolare riferimento alle cavità che si generano all'interfaccia con il substrato roccioso. Luogo di indagine è la cresta glaciale Arpășel.

Parole chiave: *depositi nivali, cavità sub-glaciali, Massiccio del Făgăraș (Carpazi Rumeni)*

The presence of semi-permanent snow deposits on the Făgăraș Massif plays an important role in the fluvial process and in the modelling of the area; also, it represents a useful indicator of local climatic changes. This article analyses the morphological features of the surface and of the deeper layers, paying particular attention on the cavities originating at the ice-bedrock contact. The investigated site is at the base of the Arpășel glacial crest.

Key words: *snow deposits, sub-glacial caves, Făgăraș Massif (Romanian Carpathians)*

La présence de restes neigeux presque permanents sur le Massif du Făgăraș (Carpathes Roumains) a un rôle très important au niveau des cours fluviaux et du modelage du territoire. Au même temps il est aussi un indicateur pour les changements du climat au niveau local. On analyse ici les caractéristiques morphologiques en surface et en profondeur, par rapport aux cavités qui se forment près du substrat du rocher. Le lieu d'analyse est la crête glaciale Arpășel.

Mots clés: *dépôts neigeux, cavité sous-glacial, Massif du Făgăraș (Carpathes Roumains)*

Antonio Galluccio (*), Andrea Almasio (*), Luigi Bonetti (**), Luca Bonardi (*),
Giuseppe Cola (*), Alfredo Praolini(**)

L'ANNO IDROLOGICO 2000-2001 NELLE ALPI LOMBARDE: NOTA NIVO-METEOROLOGICA

Nell'ambito della Campagna Glaciologica 2001 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, Mario Butti, Paolo Piccini, Valerio Paneri, Roberto Peja, Bruno Rosa, Elena Pains, Andrea Tamburini

INTRODUZIONE

L'anno idrologico 2000-2001 è stato eccezionalmente favorevole per il bilancio di massa dei ghiacciai delle Alpi Centrali, in una misura che non trova riscontro nei due decenni precedenti, gli ultimi del XX secolo. Bisogna risalire infatti al biennio 1976-1977 e 1977-1978 per rinvenire qualcosa di analogo. Si è trattato di una vera "stagione della neve": le precipitazioni sono iniziate alla fine della seconda decade di settembre e sono cessate a maggio, con una sola, breve interruzione nel mese di febbraio. I valori pluviometrici registrati nelle stazioni meteorologiche utilizzate sono stati da doppi a tripli rispetto alle medie degli ultimi 10 anni, in qualche caso andando anche oltre. Presso il sito nivologico del Monte Sobretta la sommatoria della neve fresca caduta raggiunge i 24 m¹, contro i 9-10 del triennio precedente. Addirittura straordinario l'accumulo nevoso sui bacini glaciali delle Alpi Orobiche dove, per l'assenza di stazioni d'alta quota, la sua consistenza può solo essere stimata: speculazioni eseguite sulle serie locali di media quota permettono di ipotizzare valori di sommatoria stagionale, a 2500 m, compresi tra i 30 e i 40 m.

Nel definire l'eccezionalità dell'annata concorrono, oltre a tali inusitate quantità, anche le caratteristiche intrinseche del manto nevoso, tanto compatto da consentire, fin dal mese di febbraio, di prevederne la grande resistenza al caldo estivo. In effetti, quasi tutti gli episodi meteorologici dell'inverna e della primavera si sono prodotti con modalità favorevoli alla formazione di una copertura nevosa oltre modo densa e pesante. Anche quelli apparentemente penalizzanti, come i tepori della seconda decade del marzo 2001. Rileggendo la cronaca meteorologica, si nota infatti che quando non è nevicato ha fatto caldo, ma solo di giorno, mentre di notte si sono avute ripetute gelate, combinazione perfetta, questa, nel periodo freddo della media e alta quota alpina, per la genesi di un manto coeso. Osservazioni che delineano una stagione fredda tra le più miti che si ricordino, ma anche la migliore possibile, se umida, ai fini della conservazione dell'ambito nivo-glaciale.

Tale andamento è risultato invece pessimo per le stazioni sciistiche di bassa quota, quelle site al di sotto dei 1500 m, che hanno sofferto di una pesante penuria di neve, soprattutto nel primo inverno: le alte temperature hanno infatti ostacolato anche l'innevamento artificiale. Visto il ripetersi, per motivi diversi a seconda degli anni, di simili eventi sfavorevoli, è possibile che molte località di questa fascia altitudinale debbano in futuro riprogrammare le proprie attività.

Tutto ciò trova spiegazione nel treno ininterrotto di perturbazioni di origine atlantica e mediterranea (tempo da SW-SE) che ha investito le Alpi Centrali durante l'intera fase di accumulo,

(*) Servizio Glaciologico Lombardo. E-mail: Antonio Galluccio: antonio.galluccio@libero.it; Andrea Almasio: alma_andre@libero.it; Luca Bonardi: ilbonardi@yahoo.com; Giuseppe Cola: dosegu@libero.it

(**) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: aineva@regione.lombardia.it

¹ questo dato è ricavato dalle misure di peso e densità del manto nevoso eseguite presso il sito del Monte Sobretta nel maggio del 2001. Il valore si discosta un poco da quello stimato sulla base dei dati meteorologici raccolti nelle 8 stazioni di montagna utilizzate (21,2 m; vedi tab. 2).

mentre assenti o quasi sono stati gli anticicloni freddi e gli eventi di origine settentrionale. Neve, neve e ancora neve, calda e appiccicosa, con scarsa ventosità durante e al termine della precipitazione.

Un altro aspetto significativo è quello delle precipitazioni precoci, le nevicite autunnali, quelle più utili per l'accumulo di qualità in ambito glaciale: i dati meteorologici, infatti, dicono che è assai rara la consecutività di due mesi molto piovosi. Nel 2000, invece, ottobre e novembre sono stati entrambi umidissimi, addirittura catastrofico il primo (vedi la luttuosa alluvione del 14-15 ottobre in Val d'Aosta e Piemonte). Il risultato è che a Natale le sommatorie di neve fresca avevano già raggiunto i valori totali delle annate precedenti.



Foto 1: il versante settentrionale del Monte Serottini (2963 m), ripreso il 13 aprile 2001. L'enorme spessore del manto nevoso conferisce alla montagna un aspetto inusitato. Si notino le grandi cornici della cresta NE (a sinistra) (A. Galluccio)

Photo 1: the northern side of the Monte Serottini (2963 m) on the 13th April 2001. The exceptional thickness of the snow cover gives the mountain an unusual aspect. The big snow ledges of the NE crest are noteworthy (left) (A. Galluccio).

E poi gennaio, notoriamente un mese secco, nel 2001 in alcune stazioni fino a venti volte più piovoso della media. E' stato questo il periodo delle valanghe, l'unico dell'anno. Valanghe enormi, in gran parte *nubiformi*, che hanno riproposto scenari d'altri tempi: conoidi nevosi vastissimi, profondi anche 40 m, interi boschi abbattuti dallo spostamento d'aria quando non dalla massa in movimento a oltre 200 km all'ora, pascoli coperti di neve fondente sino ad agosto. Per fortuna, assai contenuto è stato il tributo di vittime, in molti casi ascrivibile più all'imprudenza del "fuoripista" che alla furia degli elementi naturali.

Dopo un mese di febbraio parzialmente avaro, marzo, aprile e maggio hanno fornito il loro rilevante contributo di neve fresca (vedi tabb. 1 e 2). Le generose nevicite dell'inverno e della primavera si sono dunque posate al di sopra di uno strato di fondo autunnale di consistenza e spessore eccezionali, mentre gli scaricamenti di gennaio sono andati ad alimentare potentemente i piccoli ghiacciai di canalone. A fine maggio e a giugno, le trincee scavate in corrispondenza dei siti nivologici glaciali curati dal SGL hanno fornito riscontri spettacolari: ovunque dai 4 ai 7 m di spessore (tab. 3), con densità simili a quelle del firn, ovvero attorno ai 600 kg/m³. Una massa nevosa per la quale sprecare aggettivi. Al Ghiacciaio del Lupo, sito nivologico orobico, non si è riusciti a raggiungere la superficie glaciale, tanto la massa era profonda: probabilmente, gli oltre 9

m misurati vanno letti più realisticamente attorno agli 11 m. Per fare 11 m di neve compatta, della densità indicata, ne servono poco meno di 40 di fresca: valori paragonabili solo a quelli descritti in Adamello nel mitico e tragico inverno di guerra del 1916-17.

Arriva poi l'estate caratterizzata da ben tre periodi anticiclonici di origine nord-africana, ma anche da un episodio nevoso di notevole portata verificatosi attorno alla metà di luglio (oltre 1 m di neve). Giugno è difasico, come succede frequentemente: conservativo per l'ambito nivo-glaciale sino alla metà e poi caldissimo. In questo periodo, a 2200-2500 m di quota, in una settimana se ne vanno anche due metri di neve. Luglio si presenta nettamente favorevole in virtù del citato evento e penalizzante per soli due giorni, gli ultimi, mentre agosto trascorre "normale" sino al giorno 14, dopo un esordio caldo, e poi torrido fino al termine. Proprio in agosto si è potuto constatare di che pasta era fatta la neve dell'anno idrologico 2000-2001: attaccati da temperature che nelle valli hanno facilmente raggiunto i 27-28 °C, lenzuolini di neve inseriti in contesti pietrosi, se non erbosi, hanno resistito sino alle prime nevicate settembrine, riducendosi certo ma senza scomparire, cosa che sarebbe invece avvenuta in soli due o tre giorni se la materia prima non fosse stata delle caratteristiche fin qui descritte.

Si giunge così al termine della stagione di ablazione con cronometrica puntualità, quasi il segno dell'andamento meteorologico dell'annata volesse perpetuarsi: il 1 settembre una bianca coltre copre i rigenerati ghiacciai lombardi e non se ne andrà più, complice il freddo fuori stagione che interessa il Nord Italia sino alla metà del mese. Successivamente si ha un periodo di segno opposto, con una parte terminale di settembre e l'intero mese di ottobre tiepidissimi e secchi: ma ormai è tardi per fare danni.

Le indagini nivologiche, associate alle speculazioni meteorologiche, forniscono la base conoscitiva per tentare di prevedere il grado di resistenza del manto nevoso nel corso dell'estate, elemento essenziale, questo, per l'andamento "anno per anno" del glacialismo regionale, di un qualunque glacialismo regionale.



Foto 2: il Monte Vago (3059 m) ripreso da Livigno il 25 giugno 2001: si nota la grande estensione e la compattezza dell'innevamento stagionale all'inizio dell'estate (A. Galluccio).

Photo 2: the Monte Vago (3059 m) from Livigno on the 25th June 2000; the great extension and the compactness of the seasonal snow of the beginning of summer are noteworthy (A. Galluccio).

Rimandando a grafici, figure e foto e alla cronaca meteorologica per l'analisi di dettaglio, si può concludere dicendo che l'anno idrologico 2000-2001 si pone in tal senso come una nuova pietra di paragone, sulla quale ritrarre quell'insieme di dati e osservazioni che costituiscono l'utilizzo della nivo-meteorologia applicata alle masse glaciali. Dopo due decenni di grave penuria, infatti, si è finalmente avuta una stagione di accumulo degna di questo nome, e pure un po' di più, capace di contrastare quel ruolo preminente sul bilancio glaciale che è proprio della calura estiva.

Le 401 unità glaciali della Lombardia hanno così conosciuto un incremento generalizzato e univoco, con l'inatteso recupero, in un solo anno, delle masse nivo-glaciali perdute nei 3-5 anni precedenti.

TEMPERATURA MEDIA MENSILE													media estiva giu.-sett.	media invernale ott.-giu.	media anno idrol.	anno idrol.	
anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D					
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	
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		

PRECIPITAZIONI MENSILI													totale estivo giu.-sett.	totale accum. ott.-giu.	prec. anno idrol.	anno idrol.
anno	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D				
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
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	

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 2000-2001.

Table 1: temperatures and precipitations at the S. Antonio Valfurva weather station (1360 m). The interesting figures of the 2000-2001 hydrological year are shown with bold characters.

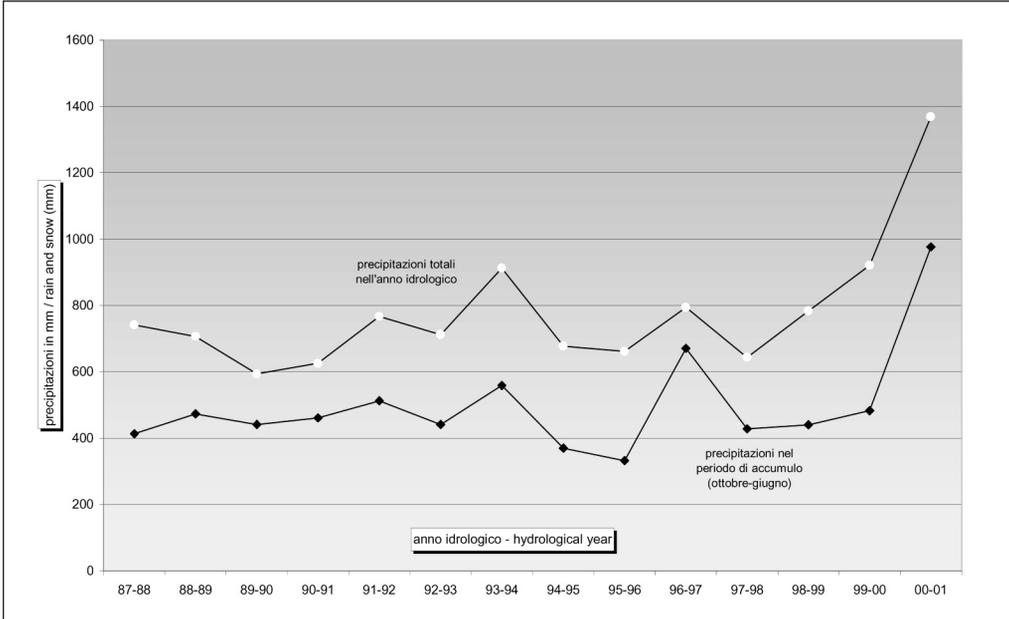


Fig. 1: sommatoria delle precipitazioni relative all'anno idrologico (ottobre-settembre) e al periodo di accumulo per l'ambito glaciale (ottobre-giugno) presso la stazione meteorologica di S. Antonio Valfurva.

Fig. 1: Cumulative precipitations in the hydrological year (October-September) and in the accumulation period for the glaciers (October-June) at the S. Antonio Valfurva weather station .

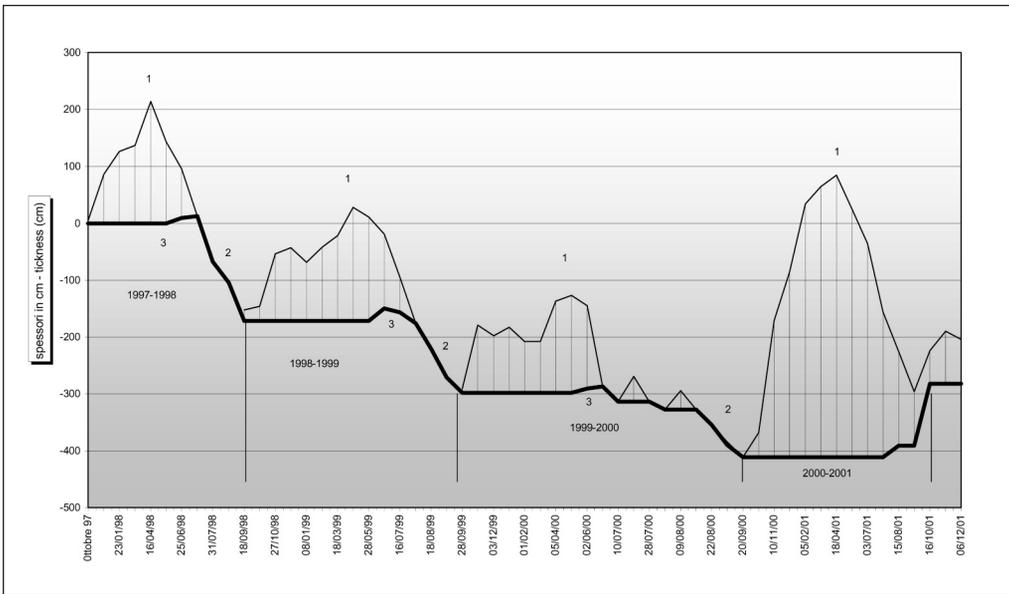


Fig. 2: sintesi del bilancio nivoglaciale annuale nel sito nivologico del Monte Sobretta (Ghiacciaio di Alpe Sud, 3180 m). Si nota (a destra) il vistoso accumulo dell'anno idrologico 2000-2001 e il relativo incremento del ghiaccio (risalita della linea di superficie). 1: massimo primaverile dell'accumulo; 2: decremento della superficie glaciale; 3: ghiaccio di sovrimposizione.

Fig. 2: synthesis of the annual snow-ice balance at the monitoring site of the Monte Sobretta (Alpe Sud Glacier, 3180 m). To the right, the huge accumulation of the 2000-2001 hydrological year and the relative ice growth (surface line turning upward; 1: maximum spring value of the accumulation; 2: reduction of the glaciers' thickness; 3: overlaid ice.

CRONACA NIVO-METEOROLOGICA

STAGIONE DI ACCUMULO

Oltre i 2500 m di quota, la stagione fredda 2000-2001 nelle Alpi lombarde inizia nei tempi che ci vengono consegnati come normali dall'analisi statistica: nei giorni 1, 7 e 13 di Settembre si hanno infatti brevi nevicate, per un totale di circa 40 cm, che hanno il merito di imporre un primo stop alla stagione di ablazione. La candida coltre si deposita sempre oltre i 2700 m di quota, interessando la gran parte della copertura glaciale regionale. Nella settimana che va dal 9 al 16 si ha una ripresa termica abbastanza significativa, che riavvia la fusione in quota, anche se con effetti limitati (al sito del Monte Sobretta vengono persi, in questa fase, altri 17 cm di ghiaccio). Nei giorni 19 e 20 si verifica la prima consistente precipitazione della stagione di accumulo, con circa 100 cm di apporti freschi che giungono sino a 1800 m di quota. Il mese termina con i 30 cm della nevicata del 30.IX-1.X.

Il mese di ottobre 2000 verrà ricordato a lungo per l'evento alluvionale dei giorni 14 e 15, largamente previsto ma purtroppo comunque luttuoso: trenta vittime in Piemonte e Valle d'Aosta, dove le precipitazioni continue portano a valori monsonici, quali i 600 mm di Cogne in sole 48 ore. Pur meno colpite, anche le Alpi lombarde ricevono un contributo di pioggia e nevi tra i maggiori che si ricordino nel periodo: il totale mensile stimato, e verificato sul terreno al Ghiacciaio di Alpe Sud, è di 345 cm di neve fresca. Tali valori sono più elevati nel settore orobico (oltre 600 mm di pioggia) e in Adamello (circa 500 mm). Le date degli eventi principali: 3.X (35 cm), 5.X (30 cm), 6-7.X (50 cm), 10-16.X (170 cm), 31.X (60 cm). Sotto il profilo termico, il mese è stato un poco più caldo delle medie di riferimento, in virtù soprattutto della copertura nuvolosa che ha ostacolato l'irraggiamento notturno (più alte risultano le minime, più basse le massime).

Novembre conferma e accentua il trend ottobrinico con copiose nevicate: si inizia con l'episodio dei giorni 2 e 3 (80 cm) che replica i giorni 6 (40 cm) e 9 (30 cm). Successivamente si hanno due eventi importanti, nei giorni 13 e 14 (100 cm) e 15-18 (110 cm). Chiudono la breve nevicata del giorno 20 (35 cm) e le modeste precipitazioni del periodo 22-24 (20 cm), seguite da un breve e tiepido intervallo anticiclonico (25 novembre - 1 dicembre).

1998-1999	totale mese	1999-2000	totale mese	2000-2001	totale mese	episodio (data)	neve fresca
settembre	120	settembre	50	settembre	170	1, 7, 13, 16, 20 30.9 - 1.10	132 38
ottobre	200	ottobre	315	ottobre	345	3- 5 6 - 7 10 - 16 31 - 1.11	65 50 170 60
novembre	20	novembre	65	novembre	415	2 - 3, 6, 9 13 - 14 15-18 20, 22-25	150 100 110 55
dicembre	10	dicembre	110	dicembre	120	2-3, 6-9, 14-15 24-26, 29	70 50
gennaio	30	gennaio	40	gennaio	310	1-2, 5-8 10-12 17-18, 24-26	180 50 80
febbraio	170	febbraio	35	febbraio	60	6-9 4-5, 18, 22, 27-28	30 30
marzo	80	marzo	190	marzo	230	4, 8 13, 17, 22, 25, 26 28-29	90 80 60
aprile	200	aprile	160	aprile	170	5, 7, 8, 10-12 19-21, 30	70 100
maggio	90	maggio	150	maggio	110	2-8, 10-11 14-19	60 50
giugno	150	giugno	20	giugno	190	3, 6 9-11 16	6 100 30
luglio	50	luglio	120	luglio	100	15-16 19-20	30 70
agosto	30	agosto	110	agosto	45	episodi diversi	45
TOTALI							
accumulo	1070	accumulo	1135	accumulo	2120	(settembre-giugno)	
anno idrol.	1080	anno idrol.	1485	anno idrol.	2280	(ottobre-settembre)	

Tab. 2: analisi e sommatoria delle precipitazioni nevose (in cm) stimate presso il sito nivologico principale del Monte Sobretta (Ghiacciaio di Alpe Sud, 3180 m s.l.m.) nell'anno idrologico 2000-2001 sulla base dei dati raccolti nelle 8 stazioni meteorologiche alpine utilizzate e confronto con le annate precedenti.

Table 2: analysis and breakdown of snow precipitations (in cm) at the main monitoring site of the Monte Sobretta (Alpe Sud Glacier, 3180 m) in the 2000-2001 hydrological year and comparison with the previous years on the basis of data gathered at the 8 alpine meteo-stations in use.

In totale il mese vede 415 cm di apporti freschi in quota, mostrandosi il più umido in molte serie meteorologiche locali, anche pluriventennali. Nel contempo, esso presenta temperature assai miti: nei giorni 29 e 30, alla stazione meteo di Vallaccia, 2600 m, la temperatura non scende al di sotto degli 0 °C, mentre a Milano nel periodo che va dal 6 di novembre al 10 dicembre le massime sono comprese tra gli 8 e i 12 °C. E infatti l'ultimo mese dell'anno si segnala nella prima parte per un caldo anomalo, con il limite delle neviccate sovente sopra i 2200 m di quota (10 cm i giorni 2 e 3, 40 cm tra il 7 e il 9). Le cose si normalizzano nella seconda parte di dicembre: 15 cm coprono Milano proprio la notte di Natale. In totale il mese porta circa 120 cm di neve nuova.

Gennaio inizia nel segno della continuità: flussi perturbati sud-occidentali e temperature miti. Neve tanta (oltre 3 m in alta quota), ma anche pioggia fino in alto. Si tratta di almeno 5 episodi, tra i quali spicca quello del periodo 5-8: circa 150 cm. Presso la Stazione di S. Antonio di Valfurva si tratta del mese più piovoso della serie storica, con valori che sono superiori alla media del 500%. Febbraio è invece quasi normale, con 60 cm di neve fresca stimata oltre i 2500 m di quota, mentre tutt'altro che normale è il caldo della seconda decade, in parte favorito da episodi, i primi della stagione, di vento di caduta. La terza decade del mese riserva una sorpresa meteorologica: dopo alcuni giorni piuttosto rigidi (il 26 febbraio giornata di gelo a S. Antonio, 1360 m s.l.m., con massima di - 3 °C e minima di - 13 °C), una goccia di aria fredda raggiunge il Nord Italia: il 27 e il 28 nevicca anche in pianura (tra i 7 cm di Milano e i 30 di Alessandria). La precipitazione ha caratteri inusuali: i primi fiocchi cadono con una temperatura dell'aria, a Milano, di 5,5 °C!

Marzo, con 7 episodi nevosi per un totale stimato di 230 cm al sito del Monte Sobretta, conclude degnamente un inverno da ricordare. E dire che, anche quest'anno, non è mancata la consueta "scaldata" della terza decade, abituale ormai dal 1996: il 25 del mese, a Milano, si sono raggiunti i 23 °C, temperatura comunque più bassa di quelle registrate negli analoghi del 1998 e 1999. La fusione prodotta nel corso dell'episodio ha asportato molta neve alle basse quote, privandone tutti i fondovalle al di sotto dei 1500 m.

ghiacciaio/settore/oper.	punto	quota	1994	1995	1996	data	1997	data	1998	data	1999	data	2000	data	2001	data
Suretta Sud SPLUGA Congiu, Ghielmi, Palermo, Piccini, Paini, Tamburini, Lojacono	1	2770									328	25/7	243	18/6	630	27/5
													437	17/7	213	25/8
Ferro Centrale CODERA-MASINO Elli	1	2770							277	16/5	490	15/5	342	4/6	>500	3/6
													220	2/7	229	11/8
															185	16/9
Vazzeda DISGRAZIA-MALLERO Butti	1	2920	536	278	280	2/6			403	14/6	284	12/6	391	4/6	570	3/6
															530	22/7
															400	25/8
Scerscen Sup. BERNINA Paneri, Peja, Rosa	1	3040									5	25/7	135	2/7	403	8/7
											0	7/9				
Campo Nord DOSDE'-LIVIGNO Galluccio, Maggioni, Tamburini, Pavese	1	2950									82	26/6	136	4/6	420	13/6
													42	27/6	281	18/7
															147	12/8
Dosègù ORTLES-CEVEDALE Bonetti, Lonardo, Monfredini	1	3000			100	8/6	195	5/6	145	6/6	162	13/6	146	15/6	278	24/6
Pisgana Ovest ADAMELLO Monfredini, Zucchini Salvioni	1	3150									154	4/7	270	28/5	600	30/4
													192	18/6	330	8/7
															260	5/8
															166	2/9
Lupo OROBIE D'Adda, Previtali Mocci	1	2625			410	2/6	430	14/6	460	14/6	350	5/6	375	10/6	>900	22/6
	2	2580			385	2/6	375	14/6	470	14/6	310	5/6	280	10/6		
	3	2520			340	2/6	340	14/6	475	14/6	260	5/6	235	10/6		
	1	2625			235	7/7	415	13/7	220	19/7	140	17/7			>700	16/7
	2	2580			220	7/7	300	13/7	260	19/7	120	17/7				
	3	2520			150	7/7	295	13/7	305	19/7	50	17/7				
	1	2625			40	15/8	170	23/8	0	22/8	0	28/8			460	3/9
	2	2580			15	15/8	50	23/8	40	22/8	0	28/8			480	3/9
	3	2520			0	15/8	30	23/8	30	22/8	0	28/8			380	3/9

Tab. 3: lo spessore del manto nevoso negli 8 siti nivologici "di controllo" del SGL, a partire dal 1994. Sono indicati: il settore montuoso, il ghiacciaio, gli operatori responsabili, i punti di misura e la loro quota, le date dei rilievi. Dal confronto con gli anni precedenti si nota il forte incremento dei valori nella stagione di ablazione 2001.

Table 3: the thickness of the snow cover at the 8 SGL check-up sites, beginning from 1994. It shows the mountain sector, the glacier, the operator, the survey points and their altitude, the dates of the survey. The comparison with the previous years emphasizes that all values have strongly increased during the 2001 ablation season.

Aprile si segnala invece per il freddo, con temperature sino a 10 °C inferiori alle medie del periodo e minime in montagna anche di - 17 °C. Dopo mesi di correnti sud-occidentali, ecco infatti una serie di irruzioni fredde, l'ultima delle quali porta la neve sino alle porte della pianura (Varese imbiancata il giorno 21). Si tratta di un altro record: la nevicata tardiva precedente che ricordiamo è quella del 17 aprile 1991. Per qualcosa di simile, ma era marzo, bisogna poi risalire al 1975. Al Monte Sobretta, comprendendo l'ulteriore episodio del 18-21 del mese, in aprile si sono avuti altri 170 cm di apporti freschi. Nella terza decade del mese, alla media quota alpina, si raggiunge il massimo accumulo stagionale al suolo. Maggio vede una lunga serie di episodi perturbati di lieve entità, che portano, a 3000 m, circa 110 cm di neve fresca. Alle basse quote è invece quasi sempre solo pioggia, con il limite delle neviccate oscillante tra i 1800 e i 2500 m. Le temperature sono infatti mediamente elevate, ma senza parossismi: fanno eccezione, e nel segno opposto, i 15 °C in pianura dei giorni 4 e 21. Un mese, dunque, lievemente sfavorevole alla conservazione del manto nevoso. Giugno, come sovente accade, è mese ambivalente: ottime le prime due decadi, contrassegnate da altrettanti episodi freddi, cinicamente disposti a condizionare i relativi week-end. Nel primo (giorni 3 e 4) la neve cade sino ai 1500 m di quota, localmente anche a 1200 m, e le precipitazioni non sono abbondanti (massimo 30-40 cm di neve). Nel secondo (10-12 del mese) arriva invece un metro di neve fresca. Ulteriori due episodi (giorni 6 e 16) non sono trascurabili (fino a 60 cm in totale). Il 16 giugno termina, secondo le nostre valutazioni, la stagione di accumulo 2000-2001 all'alta quota alpina; essa ha prodotto tra i 22 e i 24 m di neve. Fanno eccezione, e che eccezione, le Alpi Orobic: i dati raccolti sul Ghiacciaio del Lupo permettono di ipotizzare una sommatoria compresa tra i 30 e i 40 m oltre i 2500 m di quota. Un rilievo senza precedenti.



Foto 3: il Ghiacciaio di Val Nera Ovest (Livigno) il 6 agosto 2001: le condizioni di innevamento sono quelle tipiche del mese di giugno di un'annata nevosa (A. Galluccio).

Photo 3: the West Val Nera Glacier (Livigno) on the 6th August 2001; the conditions of the snow resemble those of a typical June in a snowy year (A. Galluccio).

STAGIONE DI ABLAZIONE

La terza decade di giugno è calda e secca, grazie all'ingresso del solito anticiclone subtropicale che, ormai da molti anni, viene a far visita al Mediterraneo e alle Alpi a inizio estate. I massimi, torridi al Meridione d'Italia, si raggiungono al Nord nei giorni 25, 26 e 27, con temperature che a Milano toccano i 32 °C. Non piove per 12 giorni.

Anche luglio parte con le caratteristiche tipiche dell'estate piena, nella prima parte senza particolari impennate termiche. Il giorno 7 la coda di una perturbazione atlantica provoca però un tornado di classe 2 nella bassa Brianza, con danni impressionanti, ma per fortuna senza vittime (oltre 50 i feriti). La riduzione di spessore del manto nevoso procede gradualmente, interessando ora anche l'ambito glaciale: oltre i 3000 m essa è assai contenuta, presentandosi più come trasformazione e assestamento che come fusione vera e propria. E' quanto si desume dalla modesta portata dei torrenti ablatori. Nel contempo, oltre i 3200 m di quota, il manto nevoso ha ancora caratteristiche invernali; molti pendii esposti a Nord appaiono innevati fino alla media quota (2200-2300 m). La seconda decade del mese è tiepida: a Milano si

raggiungono i 30 °C solo nei giorni 12 e 13, mentre una perturbazione fredda, che chiude un ciclo perturbato di tre giorni, porta la neve ancora fino ai 2300 m di quota. L'evento è assai marcato in quota (oltre i 2800 m), dove nei giorni 19 e 20 cadono fino a 70 cm di neve fresca. L'ultima parte del mese è invece calda e assolata, ove si eccettuino coperture nuvolose locali, con qualche fenomeno piovoso di poco conto sino alle sommità. In questa fase, nonostante l'abituale enfasi mediatica, le temperature sono in linea con la norma, anche se percepite come assai più elevate in virtù del tasso di umidità. Per fortuna, anche se non costanti, le gelate in alta quota non mancano: l'ultima viene registrata il 30 luglio.

Proprio da questa data si ha una nuova comparsa del temuto anticiclone africano. Questa volta fa sul serio e le temperature si impennano, raggiungendo valori molto elevati anche nelle valli alpine, dove non sono rari i 27 °C a 1500 m di quota (fino a 38-40 °C nel Centro e Sud Italia). Questa fase torrida è per fortuna breve e termina sabato 4 agosto con alcuni piovvaschi che portano la neve (poca) sino ai 3300 m di quota. La settimana che va dal 5 al 10 del mese trascorre all'insegna della variabilità, con temperature in calo di 5-7 °C. Il giorno 10 il fronte freddo che chiude alcuni passaggi nuvolosi, caratterizzati da pioggia sino alle sommità, produce la prima, lieve nevicata di agosto, che si verifica "a macchia di leopardo" e solo oltre i 3200 m di quota. Da sabato 11 si ha una serie di splendide giornate, con temperature in risalita (sino a 25 °C nelle valli). Il caldo, dopo una lieve flessione nei giorni 20 e 21, successivamente si intensifica, fino a toccare l'apice il giorno 29 (nuovamente sino a 27 °C nelle valli). E' la terza volta che aria mediterranea (leggi anticiclone di matrice africana) viene a interessare lo Stivale, e le Alpi in particolare, nel corso dell'estate: una dato climatico di cui converrà tener conto nei prossimi anni. In questa seconda parte del mese la fusione nivo-glaciale ha così una netta ripresa, come si evince dai dati dei siti nivologici: ma la compattissima neve vecchia di quest'anno offre una resistenza massiccia, in modo che nessuno dei ghiacciai oggetto di osservazione e misura mostra la totale scomparsa dell'accumulo stagionale, in assoluta controtendenza rispetto agli anni passati.

Il giorno 30 agosto termina "ufficialmente" la stagione di ablazione: si verifica infatti una nevicata leggera oltre i 3200 m, preludio alle precipitazioni del giorno successivo, assai più cospicue, che imbiancano i monti lombardi fin verso i 2100 m di quota. Si tratta di soli 15-30 cm: ma sono le temperature a fare la differenza. Infatti, rispetto al giorno 29 di agosto, il 1 settembre si hanno anche 15 °C in meno. L'autunno fa così una comparsa repentina e destinata a durare. Nevica ancora nei giorni 3 (a Bormio gelal), 4 e 7, con apporti di poco conto ma che faticano a fondere. Si tratta di una lunga fase caratterizzata da venti freschi da Nord o NE: in pianura i giorni dal 7 al 13 del mese si presentano assolati e limpidi, con panorami profondi oltre 150 km, mentre sui monti il freddo prende a mordere. Viene poi la nevicata del giorno 14, la più forte del mese (30-50 cm a 3000 m, 15 cm a 2200 m), che mette definitivamente la parola fine all'estate. Altri brevi rovesci nevosi si hanno nei giorni 16 e 19. In totale, tra i 3000 e i 3200 m di quota, si hanno oltre 150 cm di apporti nevosi. Un ottimo inizio per la nuova stagione di accumulo che purtroppo non troverà seguito nel mese di ottobre, secco e caldo. Seguirà, ma è cronaca del prossimo numero della rivista, un'invernata 2001-2002 tanto eccezionalmente sfavorevole quanto favorevole è stata quella precedente, qui descritta.

ABSTRACT

L'anno idrologico 2000-2001 è stato eccezionalmente favorevole per il bilancio di massa dei ghiacciai delle Alpi Centrali italiane, grazie a una stagione di accumulo che ha presentato 54 episodi nevosi principali. La sommatoria annuale delle nevicate è da doppia a tripla rispetto alle medie di riferimento, con valori superiori ai 20 m e addirittura compresi tra i 30 e i 40 nelle Alpi Orobic. Quest'ultimo dato costituisce probabilmente il valore maggiore mai misurato o stimato nel territorio italiano. L'andamento meteorologico estivo, un poco sfavorevole alla conservazione degli accumuli, non è riuscito comunque a dissipare un'alimentazione nevosa tanto abbondante e formata da un manto molto denso e resistente.

Parole chiave: *anno idrologico 2000-2001, Alpi Centrali italiane*

The 2000-2001 hydrological year has been exceptionally favourable to the mass balance of the glaciers in the Italian Central Alps as a result of an accumulation season which registered 54 major snowfalls. The total annual snowfalls is twice or even three times the previous averages, with values exceeding 20 m and up to 30-40 m in the Alpi Orobic. Probably the latter figure represents the highest value ever measured or estimated in Italy. The summer weather, which has been slightly unfavourable to the preservation of the accumulation, could not however deplete such abundant snow accumulation, consisting of very thick, compressed snow cover.

Key words: *2000-2001 hydrological year, Italian Central Alps*

L'année hydrologique 2000-2001 a été très favorable pour le bilan de masse des glaciers des Alpes Centrales Italiennes, grâce à une saison d'accumulation qui a présenté 54 importantes épisodes de chute de neige. Par rapport aux données moyennes des années précédentes, les chutes de neige pendant cette année ont été de deux à trois fois supérieures. On a des données qui dépassent les 20 m et dans certains lieux, par exemple dans les Alpes Orobic, on a mesuré des valeurs qui vont de 30 jusqu'à 40 m. Cette dernière donnée est probablement la plus remarquable enregistrée en Italie. La situation météorologique d'été, partiellement défavorable aux accumulations de neige, n'a pas réussi à dissiper une couche neigeuse si dense et résistante.

Mots clés: *année hydrologique 2000-2001, Alpes Centrales Italiennes*

Antonio Galluccio (*), *Andrea Almasio* (*), *Luigi Bonetti* (*), *Giuseppe Cola* (*), *Alfredo Praolini* (**)

THE 2000-2001 HYDROLOGICAL YEAR ON THE LOMBARDY ALPS: SNOW-WEATHER NOTE

INTRODUCTION

The 2000-2001 hydrological year has been exceptionally favourable to the mass balance of the glaciers on the Central Alps, discontinuing the trend of the past two decades of the 20th century. Something similar, indeed, was registered only in the two years 1976-1977 and 1977-1998. This was a true “snow season”; precipitations started at the end of the second decade of September and stopped in May, with only one short break in February. The weather stations registered double or triple pluviometric values, when compared to the averages of the past ten years, and in some cases even higher. At the snow monitoring site of Monte Sobretta, fresh snowfalls added up to 24 m against an average of 9-10 m in the previous three years¹. Even more extraordinary was the snow accumulated on Alpi Orobie; though its thickness could only be estimated, due to lack of high altitude stations, a projection based on medium-altitude data put the overall snow falls at 2500 m between 30 and 40 m.

Apart from the unusual quantities, such exceptional year was blessed by the intrinsic qualities of the snow cover, so pressed that one could predict its resistance to the summer heat already in February. Indeed, nearly all weather events in winter and in spring were in favour of the development of an extremely thick and hard snow cover; the same was true for the supposed negative events like the warmth of the second decade of March 2001. By carefully reading the weather chronicle, one can see that the hot days were followed by numerous frosty nights. This was a perfect combination for the creation of a cohesive cover during the cold season at the alpine medium and high elevations. These considerations describe a winter season amongst the mildest ever registered but, at the same time, the best possible one, if humid, for the preservation of the snow and ice fields. This very course, on the other side, turned out to be very negative for the skiing resorts at the lower elevations; those located below 1500 m were plagued by poor snowfalls, especially in the first part of the winter, while high mean temperatures prevented artificial snowing. As a result of such unfavourable events, which seem to repeat every year for a series of different reasons, many ski-resorts at this altitude will have to re-program their activities in the future. All this can be traced to a non-stop sequence of turbulences of Atlantic and Mediterranean origin (from SW-SE) hitting the Central Alps during the entire accumulation phase accompanied by very few cold anticyclones or events from the North. Snow, snow and again snow, warm and sticky, coupled with weak winds till the end of the precipitations. The early precipitations, i.e. the snowfalls in autumn, played a significant role as they were most useful for building an high-quality accumulation on the glaciers. Though weather statistics show that two consecutive very rainy months seldom occur, October and November 2000 were indeed both extremely humid, the former even catastrophic (see the tragic flood on the 14th-15th October in Val d'Aosta and Piemonte). As a result, the cumulative fresh snowfalls at Christmas time was already equal to the totals of previous years.

Photo 1: see page 114

And then January, usually a dry month, was twenty times rainier than average in 2001. This was the time for avalanches, though the only one in the year. Huge avalanches, mostly in the form of dust avalanches, offering scenarios of times gone by; very large snow cones, 40-m deep; entire woods felled by the pressure wave if not by the snowmass in motion at more than 200 km/h; grazing land covered with snow which did not melt until August. The number of victims was fortunately very limited, in most instances caused by imprudent off-track skiing rather than by the violence of nature. After a somewhat dry month of February, March, April and May produced a considerable amount of fresh snow (see tables 1 and 2). The generous winter and spring snowfalls settled above an exceptionally hard and thick bottom layer, while the January discharges considerably replenished the small avalanche-fed glaciers. At the end of May and June, the trenches dug at the glaciers' snow site monitored by the SGL provided extraordinary figures: everywhere the snow cover had between 4 and 7 m of thickness (table 3) with density similar to that of the firn, i.e. about 600 kg/m³. A snow mantle so deep that one should not spare adjectives on it. At the Lupo Glacier, a snow

(*) Servizio Glaciologico Lombardo. E-mail: Antonio Galluccio: antonio.galluccio@libero.it; Andrea Almasio: alma_andre@libero.it; Luca Bonardi: ilbonardi@yahoo.com; Giuseppe Cola: dosegu@libero.it

(**) Centro Nivo-meteorologico Regionale di Bormio: aiveva@regione.lombardia.it

¹ this figure was calculated by using the weight and density parameters measured at the Monte Sobretta site in May 2001. The value is slightly different from the one extrapolated on the basis of the weather data gathered at the 8 monitoring sites (21,2 m; see table 2).

site on Orobic Alps, the glacier surface could not be reached because the snow cover was too deep; probably, the reported 9 m can be estimated more realistically at 11m. Slightly less than 40 m of fresh snow are needed to make 11 m of compressed snow with the above-mentioned density. These values can be compared only with the ones registered at Mt. Adamello in the infamous and tragic winter of war of 1916-17. The summer was then characterised by three anticyclones of North African origin and by a very significant event around mid-July (more than 1 m of snow). June was diphasic, as it often happens, preserving the snow in the first half and melting it in the second half. Up to two metres of snow per week can melt away during this period at 2200-2500 m of altitude. July was clearly favourable as a result of the above-mentioned mid-month event; only the last two days were negative. August, at first warm, was “normal” until the 14th and then torrid unto the end. In August one could witness which stuff the snow of the 2000-2001 hydrological year was made of; although affected by temperatures reaching 27-28° C in the valleys, thin layers set among the rocks, if not on the grass, kept until the first snowfalls of September. The snow cover shrank but did not disappear; had the snow not been of such high quality, it would have disappeared in just two or three days. The ablation season ended with absolute punctuality, as if the weather trends of the year were to go on; on the 1st September, a white blanket covered the regenerated glaciers of the Lombardy Region and never melted thanks to the early cold hitting Northern Italy till the middle of the month. Afterwards the trend was just the opposite; the last part of September and the whole month of October were extremely lukewarm and dry, but it was however too late to cause serious damages. On-site nivological surveys, together with evaluations of the weather patterns, were the basic instruments for a reliable assessment on the duration of the snow cover throughout the summer - a key element for the “year by year” evolution of any regional glacialism.

Photo 2: see page 115

Leaving the detailed analyses to photographs, tables and graphs, one can say that the 2000-2001 hydrological year has set a new benchmark on which to recalibrate figures and observations applicable to glaciers and presently used by snow-meteorology. After twenty years of shortages, the accumulation season has finally lived up to its name, being able to offset the typical, predominant role of the summer heat on the glaciers' balance. The 401 glaciers units in Lombardy have therefore registered a general and positive growth, coupled with the unexpected recovery, just in one year, of the losses accumulated over the previous 3-5 years.

Tab. 1: see page 116; fig. 1 and 2: see page 117

SNOW-WEATHER CHRONICLE

ACCUMULATION SEASON

Above 2500 m of altitude, the 2000-2001 cold season on the Lombardy Alps started in accordance with normal climatic trends. On the 1st, 7th and 13th September short snowfalls laid a total of about 40 cm of snow, which succeeded in stopping ablation. The white cover settled above 2700 m of altitude over most of the regional ice cover. Between the 9th and the 16th, a significant raise in temperature restarted the melting process at high altitude, though producing limited effects (another 17 cm of ice disappeared in this phase at the Monte Sobretta site). On the 19th and 20th, the first significant precipitation of the accumulation phase occurred (100 cm), with fresh snow down to 1800 m. The month ended with the snowfall of the 30.IX and 1.X laying 30 cm of snow. October 2000 will always be remembered because of the floods of the 14th and 15th, which, though largely anticipated, were nevertheless unfortunately tragic: 30 victims in Piemonte and Valle d'Aosta, where the relentless precipitations reached typical monsoon-values (600 mm in Cogné in just 48 hours). The Lombardy Alps, though less affected, were hit by rain and snow like never before in the same period; the estimated monthly total, which was field-checked at the Alpe Sud Glacier, was equal to 345 cm of fresh snow. Values were even higher for Alpi Orobic (with more than 600 mm of rain) and for Mt. Adamello (about 500 mm of rain). Dates of the main events: 3.X (35 cm), 5.X (30 cm), 6-7.X (50 cm), 10-16.X (170 cm), 31.X (60 cm). From the temperature point of view, this month was slightly warmer than the average, above all due to the overcast sky obstructing the night radiation. November confirmed and stressed the October trend, with abundant snowfalls; first the event of the 2nd and 3rd (80 cm), followed by that of the 6th (40 cm) and the 9th (30 cm). Then two major events on the 13th-14th (100 cm) and 15th-18th (110 cm). Finally the short snowfall of the 20th (35 cm) and the scant precipitations between the 22nd and 24th (20 cm), followed by a short and lukewarm anticyclone break (25.IX-1.XII).

Tab. 2: see page 118

In total 415 cm of fresh snow were registered at high altitude over the whole month, which was the wettest ever recorded, even going back to more than twenty years of local measurements. Temperatures in the mountains were nevertheless very mild; on 29th and 30th, the temperature did not drop below freezing at the Vallaccia station (2600 m), while in Milan maximum temperatures ranged between 8 and 12 °C in the period 06/11-10/12. The last month of the year continued this trend and was unusually warm in the first part, with snowfalls often above 2200 m (10 cm on the 2nd and 3rd, 40 cm between the 7th and the 9th). Things went back to a more normal pattern in the second half of December when 15 cm of snow covered Milan on Christmas Eve. A total of 120 cm of new snow fell during the month. January started under the banner of continuity, with Southwest turbulence and mild temperatures. A lot of snow (more than 3 m at high altitude), but sometimes also rain. Among at least 5 events, the one between the 5th and the 8th laid about 150 cm of snow. According to the data registered at the S. Antonio di Valfurva station, January was the rainiest month of any historical series, with values exceeding averages by 500%. On the contrary, February was almost normal with 60 cm of snow above 2500 m of altitude, while the warmth of the second decade was anything but normal, partly due to the first foehn wind of the season. The third decade produced some unexpected weather; after some rather cold days (frost on 26th February

in S. Antonio, 1360 m, with temperatures ranging from a max. of -3°C to a min. of -13°C , a stream of cold air hit Northern Italy. On 27th and 28th it snowed also on the plains (7 cm in Milan and 30 cm in Alessandria). The precipitation had unusual characteristics; the first flakes fell at the same temperature of the air, which was 5.5°C in Milan! March, registering 7 snowfalls and dropping an estimated total of 230 cm of snow at the Monte Sobretta site, put a glorious end to a season worth to be remembered. Continuing a trend in place since 1996, the third decade of March was characterised by the usual "warming". On the 25th Milan registered 23°C , which was however lower than the temperature measured in the same period of 1998 and 1999. The warming caused the melting of most of the snow at the lower elevations, wiping it away from the bottom of the valleys located below 1500 m.

Tab. 3: see page 119

April, instead, was especially cold; temperatures were 10°C lower than the average for the period and even lower in the mountain (-17°C). A new series of cold rushes, after some months of Southwest currents, dropped snow over the plains (Varese was whitened on the 21st). That was another record; the previous late snowfall had occurred on 17th April 1991 or, prior to that, in late March 1975. Considering the snowfalls between the 18th-21st of April, the monthly total at the Monte Sobretta site added up to 170 cm of fresh supplies. The maximum accumulation on the ground was registered in the third decade of this month at the medium elevations. May produced a long series of minor turbulences which dropped 110 cm of fresh snow at 3000 m. It nearly always rained at the lower elevations, where the snowline ranged between 1800 and 2500 m. The temperatures were, in fact, higher than average but still within the norm; on the contrary, colder than average temperatures (15°C) were registered on the plains on the 4th and 21st. May was therefore slightly unfavourable to the preservation of the snow cover. June, as it often happens, was twofold; the first two decades were very positive and characterised by two cold events, cynically arranged to spoil both weekends. During the former (3rd and 4th), snow fell at 1500 m of altitude, locally even at 1200 m, though precipitations were not abundant (max 30-40 cm of snow). During the latter (10th-12th), one metre of fresh snow fell. Two more events (6th and 16th) should also be mentioned (up to 60 cm in total). Based upon our estimates, the 2000-2001 accumulation season at high altitude on the Alps ended on the 16th June with a total of 22-24 m of fresh snow. Rather different was the situation at the Orobic Alps; considering the data gathered from the Lupo Glacier, one can presume that fresh snowfalls totaled between 30 and 40 m above 2500 m of altitude. An unprecedented value.

Photo 3: see page 120

ABLATION SEASON

The third decade of June was warm and dry as a result of the customary subtropical anticyclone hitting the Alps at the beginning of summer, a normal occurrence since many years. The highest temperatures were registered in the North on the 25th, 26th and 27th (32°C in Milan), while torrid heat plagued Southern Italy. It did not rain for 12 days. The first part of July showed no sudden raise in temperature. On the 7th however, the tail-end of a turbulent event brought along a second-class tornado in the southern Brianza, causing serious damages but fortunately no victims (more than 50 wounded). The thickness of the snow cover gradually diminished, locally affecting also the ice fields; above 3000 m it was very limited and the snow was transformed and compacted rather than melted. This is what one could gather from the moderate flow-rate of the run-off streams. The snow cover above 3200 m maintained a typical winter look; many slopes facing North seemed to be covered with snow down to medium elevation (2200-2300 m). The second decade of the month was lukewarm, with Milan registering 30°C only on the 12th and 13th; a cold turbulence coming at the end of a 3-day cycle dropped snow down to 2300 m. The event was very noticeable at the higher elevations (above 2800 m) where nearly 70 cm of fresh snow fell on the 19th and 20th. The last part of the month was, instead, very hot and sunny, with a few local exceptions and some minor rainy events at high elevation. During this phase, despite the usual emphasis by the media, the temperatures were in line with the average, even though perceived as much higher because of the significant humidity factor. Luckily, some frosts was registered at high altitude with the last episode occurring on the 30th July. From then on, the feared African anticyclone appeared; the temperature reached very high values also in the alpine valleys, which quite often registered 27°C at 1500 m of altitude (and $38-40^{\circ}\text{C}$ in Central and Southern Italy). This torrid phase was short and ended on Saturday 4th August with some squalls dropping snow at 3300 m of altitude. The week between the 5th and the 10th was perturbed, with temperatures dropping 5 to 7°C . On the 10th, a cold front ending a series of events that brought rain to high altitudes produced the first, light snowfall of August, which settled here and there and only above 3200 m of altitude. From Saturday 11th onward, a series of beautiful days ensued, with ever increasing temperatures (up to 25°C in the valleys). After a slight decrease on the 20th and 21st, the heat reached its peak on the 29th (back to 27°C in the valleys). It was the third time that Mediterranean air hit Italy, and particularly the Alps, during the summer season – a fact that will have to be taken into consideration for the coming years. In the second part of this month the snow and ice melting restarted, as one could gather from the data coming from the monitoring sites. But the old snow strongly resisted so that, unlike the previous years, none of the monitored glaciers completely lost its snow cover.

On the 30th August the ablation season ended; a light snowfall above 3200 m was anticipating the precipitations of the following day which whitened the mountains of Lombardy over 2100 m with just 15-30 cm. Temperatures however played a key role; the 1st September, in fact, registered 15°C less than the 29th August. Thereafter Autumn quickly set in. It snowed again on the 3rd (frost in Bormio), on the 4th and the 7th with minor snow covers that did not easily melt. This was the beginning of a long phase characterised by cool winds from North and NE; on the plains, between the 7th and the 13th, skies were sunny and clear with 150 km visibility, while in the mountains the cold began to bite. It snowed again on the 14th, the major snowfall of the month (30-50 cm at 3000 m, 15 cm at 2200 m) which put an end to summer. Other short snowfalls occurred on the 16th and 19th. A total of 150 cm of fresh snow was laid between 3000 and 3200 m of altitude. A wonderful start for the new accumulation season which unfortunately had no sequel in October, which turned out to be dry and warm. The 2001-2002 wintertime, contrary to the preceding year, will go on record as extremely unfavourable.

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2001

Settore Alpi Centrali Italiane

Coordinamento scientifico, elaborazione di testi e dati:

Antonio Galluccio, Luca Bonardi

Coordinamento logistico-operativo:

Emanuele Congiu, Carlo Lonardo, Virgilio Mariani, Alessandro Galluccio
Stefano D'Adda, Mario Monfredini, Mario Butti, Massimo Urso

Nivometeorologia:

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

ELENCO DEGLI OPERATORI CHE HANNO PARTECIPATO ALLA CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2001

Settore SPLUGA-LEI: E. Congiu, M. Felisa, P. Piccini, D. Affer, E. Paini; settore CODERA-MASINO: G. Elli, C. Lonardo, G. Grazi, F. Rossini, C. Scolari, L. Trada; settore DISGRAZIA-MALLERO: V. Mariani, M. Butti, M. Urso, A. Almasio, G. Panza, P. Panza; settore BERNINA: V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, S. Alberti, G. Catasta, M. Butti; settore SCALINO-PAINALE: M. Butti; settore DOSDE'-LIVIGNO: A. Galluccio, L. Bonetti, M. Marzorati, A. Molteni, S. Mauri, P. Farioli; settore ORTLES-CEVEDALE: A. Galluccio, A. C. Galluccio, G. Cola, G. Casartelli (CGI e CSC del CAD), G. Catasta, P. Farioli, L. Bolognini, L. Bonetti, F. Righetti, V. Bianchi, P. Gorni, I. Galluccio, A. Borghi, S. Bettola, E. Peressini, E. Meraldi, A. Praolini; settore OROBIE: S. D'Adda, M. Butti, M. Maggioni, F. Mocci, A. Meani, M. Merati, M. Maggioni, F. Mocci, A. Almasio; settore ADAMELLO: F. Pelosato, A. Galluccio, L. Bonardi, M. Pala.

AVVERTENZE PER LA LETTURA

a - PARTE GENERALE

La parte generale contiene i dati complessivi di campagna (cap. 1), l'elenco dei ghiacciai-campione (cap. 2), l'analisi delle variazioni degli apparati controllati nell'anno (cap. 3) e il riepilogo relativo alle variazioni nel periodo 1990-2001 (cap. 4; tab. 4 e fig. 1). Riguardo a questi ultimi, la metodica integrata adottata dal Servizio Glaciologico Lombardo prevede che il giudizio sulla fase dinamica annuale del singolo ghiacciaio venga espresso sulla base delle evidenze morfologiche riscontrate, frutto delle osservazioni svolte 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 la tab. 6 e la fig. 2 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 1999-2000 (cap. 5). Le modificazioni della copertura glaciale dei singoli settori montuosi vengono illustrate nella parte sistematica.

b - TABELLE DI RIEPILOGO (pag. 140-143)

Per il singolo ghiacciaio vengono indicati: il *numero di catasto*¹, la *data del rilievo*, la *variazione frontale media annua* (tra parentesi è indicato l'anno di riferimento se diverso dal 2000), 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

L'insieme delle rilevazioni eseguite è raccolto nelle tabelle di riepilogo. 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, quanto illustrato nelle relazioni trova 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> ²	EC	Già estinto nell'anno/i precedente/i / <i>Already extinct in the previous year/s</i>
unità di nuova identificazione newly identified unit ³	neo	Rinvenuta per la prima volta in assoluto o riconosciuta come a sé stante nell'anno in oggetto <i>for the very first time or recognized as independent unit in the ongoing year.</i>
Forme glaciali minori ⁴ 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 e dell'Alto Adige: sigle e significati.

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

¹ vedi "Catasto dei Ghiacciai Italiani", CGI - CNR, 1961, aggiornato da "Ghiacciai in Lombardia", SGL, 1992.

² nel Settore Alto Adige le fasi dinamiche "estinto" ed "estinto conferma" vengono sostituite da "non esistente". / *in the sector Alto Adige the dynamic phases indicated as "extinct" and "extinct - confirmed" are replaced by "non-existent".*

³ non utilizzato nel Settore Alto Adige. / *not used in the sector Alto Adige.*

⁴ non utilizzate nel Settore Alto Adige. / *not used in the sector Alto Adige.*

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

Totale delle osservazioni compiute <i>Total of checks carried: 219</i>	GHIACCIAI OSSERVATI / CHECKED GLACIERS:	140
	- ghiacciai esistenti al 2000 / <i>existing glaciers in 2000:</i>	140
	- unità di nuova identificazione (2001) / <i>newly identified units (2001):</i>	0
	ALTRE OSSERVAZIONI / OTHER CONSIDERATIONS:	
	- gruppo dei ghiacciai estinti al 2000 / <i>group of extinct glaciers in 2000:</i>	7
	- forme glaciali minori / <i>minor glacial formations:</i>	8
	- effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello / <i>outflows of the Adamello Glacier:</i>	3
	- ghiacciai sottoposti alla sola osservazione fotografica / <i>glaciers checked only through photographic monitoring</i>	61

operatori impiegati: 48; numero delle giornate di rilievo: 130; numero totale delle inquadrature fotografiche: 397.
operators involved: 48; days for measurements: 130; pictures taken: 397.

2 - ELENCO DEI GHIACCIAI CAMPIONE (aggiornamento 2001)

I Gruppi I e II contengono i ghiacciai principali. Tutti gli apparati dell'elenco possiedono almeno un segnale di misura alla fronte. A questa regola fa eccezione il Gruppo IV, che comprende ghiacciai non misurabili ma di indubbia importanza.

<i>GRUPPO / group I (24 unità / units)</i>	<i>GRUPPO / group II (24 unità / units)</i>	<i>GRUPPO / group III (29 unità / units)</i>	
SPLUGA-LEI	01-Suretta Sud	01-Tambò Inferiore	
01-Ferrè	02-Cima Lago Ovest	02-Pizzo Quadro Nord	
CODERA-MASINO	03-Sivigia NE		
	04-Passo di Bondo		
02-Rasica Est	05-Pioda Sud		
DISGRAZIA-MALLERO	06-Predarossa	03-Cassandra Ovest	07-Passo di Chiareggio
03-Ventina	07-Cassandra Est	04-Cassandra Centrale	08-Cima di Rosso SE
04-Vazzeda	08-Disgrazia	05-Sassera	09-Cima di Rosso E
	09-Sissone	06-Punta Baroni	10-Pizzo Tre Mogge
BERNINA-SCALINO			
05-Scerscen Inferiore	10-Scerscen Superiore	11-Marinelli	
06-Caspoggio	11-Fellaria Est	12-Cima Fontana Nord	
07-Fellaria Ovest			
08-Scalino			
DOSDE'-PIAZZI-LIVIGNO	12-Val Viola Est	13-Campaccio	16-Mine
09-Dosdè Est	13-Val Viola Ovest	14-Sasso Torto	
10-Campo Nord		15-Verva Maggiore	
ORTLES-CEVEDALE			
11-Vitelli	14-Zebrù	17-Platigliole	25-Passo Dosegù I
12-Castelli Ovest	15-Castelli Est	18-Cristallo Est	
13-Gran Zebrù	16-Rosole	19-M. Vecchia II	
14-Cedec	17-Col de la Mare I	20-Forà	
15-Palon de la Mare	18-Punta Pedranzini	21-San Giacomo Est	
16-Forni	19-Alpe Sud	22-San Giacomo W	
17-Tresero	20-Savoretta	23-Cerena	
18-Dosegù		24-Tresero SW	
19-Sforzellina			
ADAMELLO			
20-Pisgana Ovest	21-Pisgana Est	26-Avio Est	
21-Venerocolo		27-Miller	
22-Adamello (Effluenza Salarno)			
OROBIE	22-Lupo	28-Scais	
23-Marovin	23-Porola	29-Dente di Coca	
24-Trobio Ovest	24-Trobio Est		

GRUPPO / group IV (9 unità / units): Ponciagna; Val Lia; Cardonnè; Dosdè Centr. II; Dosdè W; Miniera; Campo; Avio Centrale; Avio.

3- ANALISI DEI DATI DI VARIAZIONE / ANALYSIS OF THE VARIATION FIGURES (Tab. 3)

Unità osservate / Checked units:	140	%
Ghiacciai in decremento / <i>Shrinking glaciers:</i>	12	(8,6 %)
Ghiacciai stazionari / <i>Unchanged glaciers:</i>	26	(18,5 %)
Ghiacciai in incremento / <i>Growing glaciers:</i>	100	(71,4 %)
Ghiacciai incerti / <i>Uncertain glaciers:</i>	2	(1,5 %)
Ghiacciai estinti / <i>Extinct glaciers</i> ⁵ :	0	(0 %)

⁵ dichiarati estinti nell'anno del rilievo / *declared extinct in the year of measurement.*

4 - VARIAZIONI DEI GHIACCIAI LOMBARDI NEL PERIODO 1990-2001

VARIATION OF THE GLACIERS IN LOMBARDIA IN THE PERIOD 1990-2001 ⁶

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
anno year	ghiacciai osservati checked glaciers	variazione accertata proved variation	fase negativa negative phase	stazion. unchan- ged	incerti uncert.	fase positiva positive phase	estinti extinct	nuova ident. newly identif.	estinti prec. prev. extinct	forme minori minor format.	effluen. Adam. outflows Adam.	totale osserv. total of checks
1990	183	174	98	47	25	1	3	9	7	3	3	196
	%	56,3	27	14,4	0,6	1,7						
1991	163	158	91	41	24	0	2	5	11	9	5	188
	%	57,6	25,9	15,2	0	1,3						
1992	131	131	73	28	27	2	1	0	8	2	2	143
	%	55,7	21,4	20,6	1,5	0,8						
1993	162	160	84	51	22	2	1	2	10	2	1	175
	%	52,5	31,9	13,8	1,2	0,6						
1994	247	244	129	69	38	2	6	3	15	4	2	268
	%	52,9	28,3	15,6	0,8	2,4						
1995	190	186	99	59	26	1	1	4	5	2	4	201
	%	53,2	31,8	14	0,5	0,5						
1996	244	236	138	58	27	7	6	8	13	9 (28)	3	269
	%	58,5	24,6	11,4	3	2,5						
1997	211	206	99	70	16	18	3	5	14	16 (33)	5	246
	%	48	34	7,8	8,7	1,5						
1998	250	249	200	25	14	5	5	1	22	27 (54)	5	304
	%	80,3	10,1	5,6	2	2						
1999	131	131	116	8	5	0	2	0	6	7 (15)	3	147⁷
	%	88,5	6,2	3,8	0	1,5						
2000	174	172	130	18	9	7	8	2	12	14 (34)	6	206⁸
	%	75,6	10,5	5,2	4	4,7						
2001	140	140	12	26	2	100	0	0	7	8 (15)	3	158⁹
	%	8,6	18,5	1,5	71,4	0						

Tab. 4 (legenda): - 1: anno del rilievo; - 2: numero totale dei ghiacciai con fase dinamica accertata e di quelli osservati per la prima volta nell'anno in esame (colonne 3 e 9); - 3: numero dei ghiacciai con fase dinamica accertata; - 4, 5, 6, 7: per fase dinamica, con percentuale; - 8: estinti nell'anno in esame, rispetto alla stagione precedente; - 9: ghiacciai identificati per la prima volta nell'anno in esame (escluse le forme glaciali minori); - 10: ghiacciai estinti precedentemente all'anno in esame; - 11: forme glaciali minori osservate (vedi nota 8) che non compaiono nelle colonne 8 e 10 (le unità di queste due colonne in effetti fanno parte delle forme glaciali minori; il numero aggregato viene posto tra parentesi); - 12: effluenze del Ghiacciaio dell'Adamello osservate; - 13: numero totale delle osservazioni: è dato dalla somma dei valori contenuti nelle colonne 2, 10, 11 e 12.

Tab. 4 (legend): - 1: year of measurement; - 2: total amount of glaciers with certain dynamic phase and of those checked for the first time in the year under examination (column 3 and 9); - 3: amount of glaciers with certain dynamic phase; - 4, 5, 6, 7: according to dynamic phase, with percentage; - 8: extinct in the year under examination, compared to the previous season; - 9: glacier identified for the first time in the year under examination (excluding the minor glacial formations); - 10: extinct before the year under examination; - 11: checked minor glacial formations (see note 8) which do not appear in column 8 and 10 (the units of these two columns belong in fact to the minor glacial formations; the aggregate number is in brackets); - 12: checked outflows of the Adamello Glacier; - 13: total number of checks obtained by summing up the values in the columns 2, 10, 11 e 12.

⁶ dal 1996 accanto ai ghiacciai e ai glacionevati (dotati di numero di catasto), è stato istituito un indice particolare relativo alle forme glaciali minori, suddivise in siti a potenzialità nivo-glaciale (S.P.N.G., serie 9000.0) e in masse glaciali non catastabili (M.G.N.C., serie 8000.0). Si tratta di piccoli campi di ghiaccio, e/o di nevato, o di sedi di ghiacciai estinti per i quali non è possibile un inquadramento classificativo certo sulla base dei criteri vigenti. / in 1996 together with the glaciers and the glacierettes (which have a cadastre number) a particular index has been created, that refers to the minor glacial formations, divided into sites with snow-glacial capacity (S.P.N.G., series 9000.0) and glacier masses that cannot be registered in the cadastre (M.G.N.C., series 8000.0). These are small fields of ice and/or firm, or places hosting extinct glaciers which cannot be clearly classified on the basis of the current criteria.

⁷ nel totale delle osservazioni non sono compresi i 109 apparati sottoposti a semplice controllo fotografico. / the 109 units checked only with photographic monitoring are not included in the total of checks.

⁸ nel totale delle osservazioni non sono compresi i 72 apparati sottoposti a semplice controllo fotografico. / the 72 units checked only with photographic monitoring are not included in the total of checks.

⁹ nel totale delle osservazioni non sono compresi i 61 apparati sottoposti a semplice controllo fotografico. / the 61 units checked only with photographic monitoring are not included in the total of checks.

5 - ANNO IDROLOGICO 2000-2001: ANDAMENTO DELLA COPERTURA NIVO-GLACIALE DELLA LOMBARDIA

A. Galluccio, L. Bonardi

5.1 – INTRODUZIONE

L'anno idrologico 2000-2001 costituisce un episodio climatico di caratteristiche eccezionali, ancor più rare in quanto inserite in un contesto temporale, quello dei due ultimi decenni del XX secolo, il cui segno è stato sostanzialmente univoco in ambito alpino: lieve ma progressiva riduzione delle precipitazioni e incremento delle temperature. Tra il mese di settembre 2000 e il mese di giugno 2001 si è avuta invece una fase meteorologica in cui la piovosità ha battuto molti record, soprattutto in autunno e in gennaio: in numerose stazioni si registrano nei mesi suddetti i massimi assoluti delle diverse serie. Una primavera "normale" e un luglio assai fresco hanno completato il quadro di quello che, a buon diritto, può essere definito l'anno della grande neve (fig. A).

Sia chiaro che, nei decenni precedenti, numerosi sono stati i periodi favorevoli all'accumulo nevoso alla media e alta quota alpina: come non ricordare, ad esempio, il biennio 1977-1978 che, quasi da solo, innescò la breve fase positiva per il glacialismo dell'ultimo scorcio degli Anni Settanta e primi Ottanta, il 1960 nelle Alpi Centrali o, ancora, il biennio 1964-1965 in quelle Occidentali. Ma in nessuno dei casi citati, cui andrebbero aggiunti altri episodi locali¹⁰, si erano avute tante nevicate (oltre 50 episodi principali) concentrate in pochi mesi.

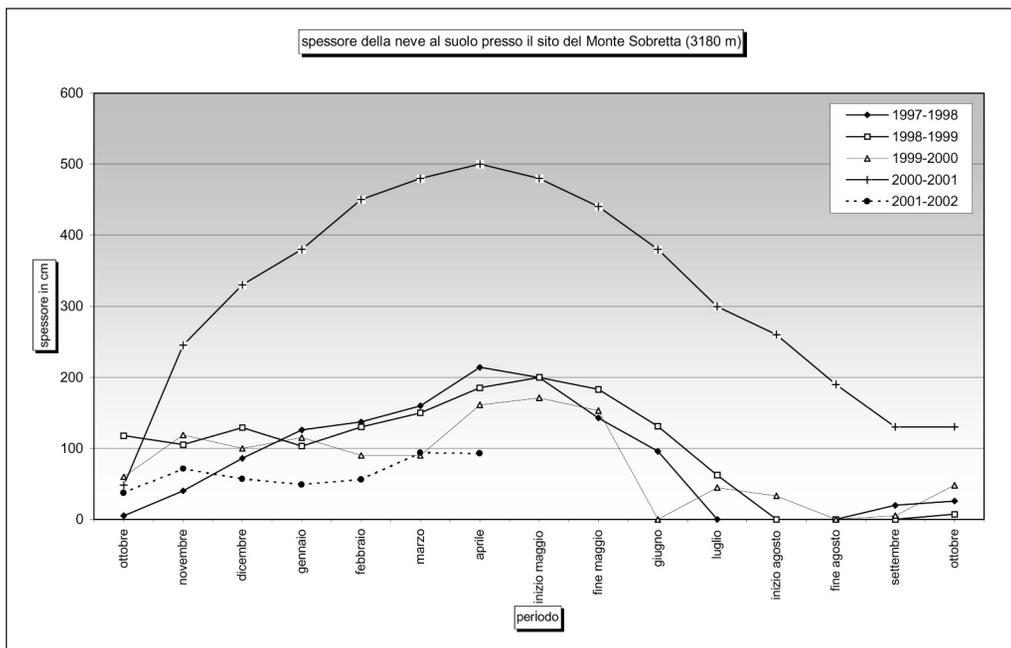


Fig. A: misure di spessore del manto nevoso presso il sito del Monte Sobretta (3180 m) nei diversi anni idrologici, dal 1997 al 2002. Si notano il fortissimo incremento verificatosi, in tutti i mesi considerati, nel corso dell'anno idrologico 2000-2001 e l'altrettanto grave deficit dell'anno in corso (2001-2002).

Fig. A: thickness measurements of the snow cover at the site of Monte Sobretta (3180m) in the hydrological years from 1997 to 2002. Please note the considerable growth occurred during all months of the 2000-2001 hydrological year and the very serious deficit of the current year (2001-2002).

¹⁰ il biennio 1985-1986 nel Livignasco e l'inverno 1993-1994 nell'Ortles-Cevedale, per rimanere nei tempi recenti.

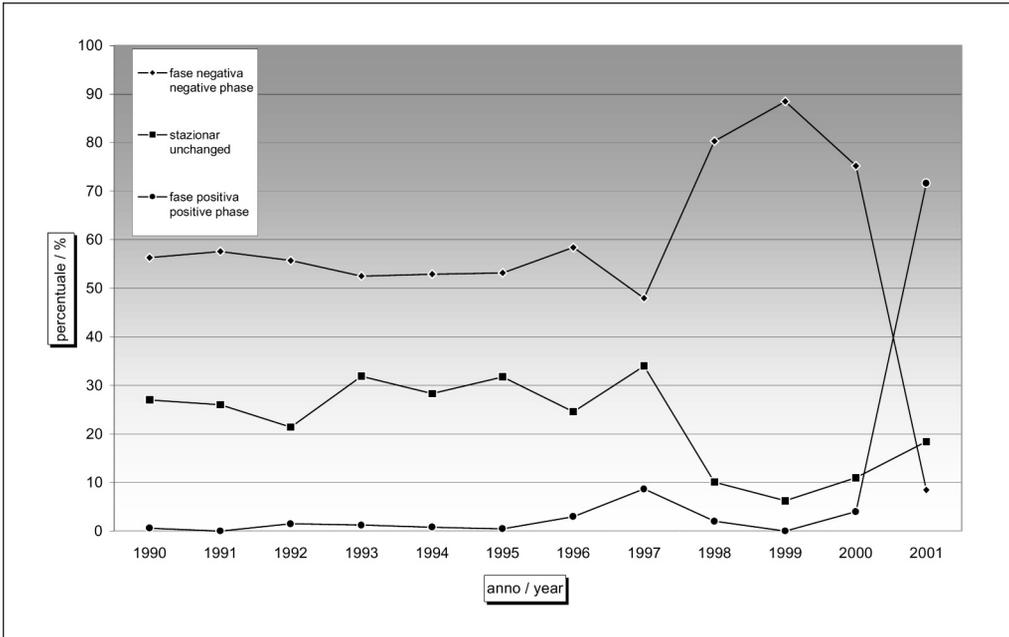


Fig. 1: riepilogo statistico percentuale delle variazioni del campione globale dei ghiacciai lombardi nel periodo 1990-2001. Si noti per il 2001 la drastica inversione del rapporto tra i ghiacciai in decremento e ghiacciai in incremento. La fase dinamica viene valutata secondo un criterio qualitativo plurifattoriale (stima del bilancio di massa annuale; dati della tab. 4).

Fig. 1: per cent statistical summary regarding the variation of the sample glaciers in the Lombardy Region in the period 1990-2001. The sharp reversal of the relationship between the shrinking glaciers and the growing glaciers in 2001 is noteworthy. The dynamic phase is examined through a qualitative, plurifactorial analysis (estimate of the annual mass balance; figures of table 4).

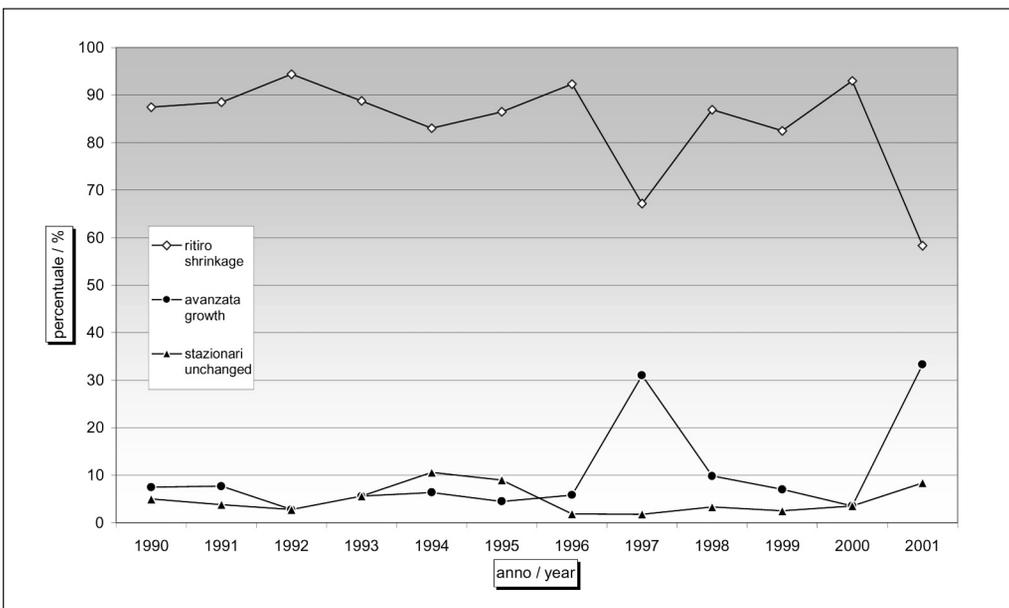


Fig. 2: grafico delle variazioni frontali dei ghiacciai lombardi nel periodo 1990-2001 (dati della tab. 6).

Fig. 2: graph of the snout variations of the glaciers in Lombardy in the period 1990-2001 (figures of table 6).

Visto alla luce delle serie meteorologiche, l'anno idrologico in oggetto si presenta per ora come un evento isolato, ma di quelli capaci di lasciare il segno. E altrimenti non avrebbe potuto essere, se è vero che la sommatoria delle precipitazioni nevose ha raggiunto valori impensabili: dai 24 m nella parte nord-orientale della montagna lombarda, ai probabili 30 del Massiccio dell'Adamello, ai possibili 40 delle Alpi Orobie, quest'ultimo un dato fuori scala rispetto alla letteratura nivologica italiana. Inoltre, al di là dei volumi inusitati, questa gran massa di neve ha dimostrato di possedere una compattezza notevole, fin dall'autunno, che diverrà eccezionale dalla tarda primavera, quando la densità media raggiungerà valori tipici del firn (oltre 600 kg/m³). Per ottenere un tale risultato, le indagini nivologiche dicono che serve un'alternanza di episodi perturbati e di periodi di bel tempo, nel corso dei quali il manto possa essere sottoposto al fondamentale fenomeno del rigelo (fusione superficiale con percolazione di acqua nel corso del giorno e rigelo notturno favorito dall'irraggiamento connesso alla serenità del cielo). Ma tutto ciò si verifica se la congiuntura meteorologica della stagione fredda si presenta mite: è necessario dunque un "tempo da Ovest o Sud-Ovest", proprio quello che, per lunghi mesi, si è avuto nel corso dell'autunno e dell'inverno 2000-2001.

Agli esordi dell'estate, quindi, un manto nevoso straordinariamente profondo e compatto si offre all'aggressione del sole, il cui avvio è però incerto: giugno è infatti favorevole, con la neve che riesce a scendere ancora fin verso i 1200 m di quota, mentre luglio regala una imponente nevicata nella seconda decade. Questi eventi consentono la conservazione del manto nevoso sulla superficie glacializzata regionale e quindi un'albedo elevatissima per quasi tutta l'estate, con un minimo assorbimento dell'irraggiamento solare e una contenuta ablazione alle medie e basse quote: ne risentono le portate dei torrenti emuntori, molto inferiori alla norma sino al 15-20 agosto. Dove il ghiaccio è affiorato, le zone glabre sono rimaste al sole per non più di due settimane, se si eccettuano le grandi lingue vallive dei ghiacciai dei Forni, di Fellaria Est e Ovest e di Pisgana Ovest. Dopo Ferragosto giunge sulle Alpi una isoterma caldissima: se la neve al suolo non fosse stata delle caratteristiche descritte avrebbe potuto dissolversi. Invece ciò non è avvenuto.

Al termine della stagione calda i ghiacciai lombardi appaiono quindi interessati da un residuo nevoso esteso, coeso e di ottimo spessore, nella maggioranza dei casi disposto a coprire l'intero corpo glaciale. Il conseguente recupero o risparmio di massa è notevolissimo, quantificabile, a livello regionale, in molte decine di milioni di metri cubi di futuro ghiaccio.

5.2 – EVIDENZE DI TERRENO

Tale drastica inversione del recente trend dinamico complessivo dei ghiacciai lombardi, che segna il passaggio da una fase di forte ritiro, quando non di vera e propria dissoluzione, a un significativo episodio favorevole, è connotato da un notevole abbassamento della *snow-line*, elemento-cardine che reca alcuni aspetti morfodinamici connessi di grande interesse. Di questi forniamo un breve cenno, rimandando alla lettura della parte sistematica per i casi singoli e le particolarità riscontrate nei diversi settori montuosi lombardi.

La tab. 5 indica l'entità dell'incremento dell'innnevamento residuo rispetto al passato nei diversi settori montuosi, di cui il calo della quota della *snow-line* è il dato numerico di più facile lettura (il confronto è fatto con l'anno 2000, ma sarebbe ancora più significativo se trattato con i precedenti). Stupiscono in particolare i dati provenienti dalle Alpi Orobie, dove la quota della *snow-line* non supera i 2500 m, scendendo sotto i 2400 m sul versante settentrionale della catena. Si pensi che, per alcuni degli Anni Novanta, l'intero massiccio è rimasto interamente e nettamente al di sotto del limite nivale stagionale. Va detto che la *snow-line* orobica è frutto di alimentazione mista (diretta più valanghe), imposta da quella asprezza della conformazione del rilievo montuoso che costituisce anche il principale motivo di sopravvivenza degli individui glaciali locali. Nel restante territorio regionale, la *snow-line* non raggiunge in alcun caso il dato medio di 3000 m di quota: nei citati Anni Novanta era sovente posta attorno ai 3300-3400 m e più (nel 1998 non fu possibile individuarla). In una suggestiva classifica dei settori che maggiormente hanno beneficiato di un tale

accumulo, dopo le Alpi Orobie vengono, a pari merito, il Massiccio dell'Adamello e il settore Disgrazia-Mallero. Seguono lo Scalino-Painale e il Livignasco, il Dosdè-Piazzì e lo Spluga. Chiudono il Codera-Masino e l'Ortles-Cevedale: il primo forse per una minor presa locale delle numerose perturbazioni succedutesi per l'intero anno idrologico, il secondo in quanto inserito nell'angolo geografico meno umido della montagna lombarda e a causa delle forme del rilievo, particolarmente ariose e quindi meno propense alla protezione orografica delle masse glaciali.

sette montuoso mountain sector	quota media snow-line average altitude of the snow-line	quota media snow-line average altitude of the snow-line	variazione della quota in metri variation of the altitude in metres
	2000	2001	
Spluga-Lei	2850	2650	- 200
Codera-Masino	2950	2780	- 170
Disgrazia-Mallero	2850	2705	- 145
Bernina	3130	2850	- 280
Scalino	3000	2690	- 310
Dosdè-Piazzì	2930	2730	- 200
Livigno	3000	2670	- 330
Ortles-Cevedale	3090	2930	- 160
Adamello	3000	2700	- 300
Orobie	non valutabile/ non assessable	versante Nord: 2370 versante Sud: 2500	non valutabile/ non assessable

Tab. 5: quota media della snow-line nei diversi settori montuosi della Lombardia alla fine delle estati 2000 e 2001. Il confronto tra le due annate è puramente indicativo in quanto, seppur di poco, il campione dei ghiacciai considerati varia di anno in anno.

Tab. 5: average altitude of the snow-line in the different mountain sectors of Lombardia at the end of the 2000 and 2001 summer seasons. The comparison between the two years is purely an indication because the sample of checked glaciers change year after year, even if a little bit.

Conseguenza prima e diretta dell'abbassamento della quota della snow-line è l'ampliamento della porzione di territorio interessata dalla persistenza di residui nevosi, e quindi dell'areale nivoglaciale. In tutti i settori molti sono i siti extraglaciali in cui i nevai hanno fatto la loro ricomparsa dopo decenni di assenza quasi assoluta. Alcune testate di valli e valloni hanno cambiato aspetto, assumendo valenze paesaggistiche che ricordano immagini sbiadite d'altri tempi. Gran parte di questo innevamento è imputabile alla persistenza di masse residuali di origine valanghiva, ma non mancano i casi di campi nevosi di origine diretta o mista.

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

Tab. 6: 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. 6: 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).

In generale, alla fine dell'estate 2001, gli elementi di terreno osservati, comuni ai diversi settori montuosi glacializzati lombardi al di là di qualche differenza, sono i seguenti:

1. copertura nevosa residua estesa alla totalità della superficie glaciale o a una sua alta percentuale (80-90%), con *snow-line* più bassa dell'*ELA*¹¹ del singolo apparato;
2. grande spessore dell'accumulo nevoso nei pressi delle pareti rocciose di contorno;
3. nevai periglaciali, sia da accumulo diretto sia di valanga;
4. ricostituzione dei canali e, in minor misura, delle pareti di ghiaccio;
5. frequente copertura nevosa completa del bacino di ghiacciai dichiarati estinti;
6. incremento e mobilitazione delle seraccate;
7. ingrandimento delle crepacce periferiche, quando non coperte di neve vecchia;
8. drastica riduzione dell'attività di crollo detritico dalle pareti rocciose;
9. riduzione o mancata venuta a giorno dei laghi proglaciali di neoformazione;

Il campione dei ghiacciai osservati reagisce statisticamente a tale situazione con un'inversione netta del rapporto numerico tra apparati in decremento e apparati in incremento, a favore di questi ultimi (fig. 1 e tab. 4). Anche il gruppo dei ghiacciai di cui viene fornita una lettura della fase dinamica sulla base della sola variazione frontale (campione del Comitato Glaciologico Italiano, fig. 2 e tab. 6) mostra un fenomeno analogo, seppur assai più contenuto in quanto molte fronti risentono del precedente, prolungato periodo di forte riduzione delle masse glaciali.

5.3 – ASPETTI TEORETICI DI DINAMICA GLACIALE

Per quanto attiene la dinamica glaciale, l'eccezionalità della situazione descritta ha riproposto alcuni problemi interpretativi, mai definitivamente risolti, in merito all'utilizzo delle terminologie specifiche, e quindi alla loro valenza in termini statistici. Ci riferiamo agli *indici sintetici della fase dinamica* (vedi tab. 1), a quei termini, cioè, che vengono impiegati per definire l'andamento di un ghiacciaio all'atto del rilievo estivo. Come noto il SGL si è dotato di una metodica integrata che permette di valutare lo stato di attività del ghiacciaio in termini di stima del bilancio di massa, anno per anno (vedi *Avvertenze per la lettura*, pag. 126, paragrafo a).

In generale, quando un ghiacciaio rimanga per l'intero anno idrologico completamente coperto di neve riteniamo sia giusto definirlo in fase di incremento, sia perché il suo bacino di accumulo si amplia notevolmente sia perché non è possibile che la sua fronte si ritiri. Nel caso si evidenzi un accumulo superiore al normale (ciò deve necessariamente indicare che la *snow-line* si pone, alla fine dell'estate, più in basso rispetto all'*ELA* che si ritiene tipica del singolo apparato), un giudizio di incremento appare corretto anche in presenza di una variazione frontale negativa. Quest'ultima, probabilmente, si deve al *tempo di risposta*¹² del ghiacciaio, espressione di variazioni di bilancio nel bacino di accumulo avvenute in annate precedenti. Nei casi di buon innevamento residuo, con la *snow-line* posta nei pressi dell'*ELA*, ma accompagnato da ritiro frontale, il giudizio di decremento deriva dalla valutazione che, in ogni modo, la scoperta estiva della zona distale del ghiacciaio ha impedito all'accumulo nevoso stagionale di compensare le perdite passate, o parte di esse. Per i casi di franco decremento, nel 2001 connotati da evidenti ritiri frontali o da variazioni morfologiche significative, non sussistono incertezze.

In effetti, quanto detto poc'anzi non fuga tutti i dubbi. In alcune situazioni abbiamo definito stazionari quei ghiacciai che, pur presentando una copertura nevosa residua completa o comunque estesa, mostravano un accumulo non particolarmente profondo, ovvero quando abbiamo valutato che l'alimentazione nevosa dell'anno era appena sufficiente per mantenere stabili le dimensioni

¹¹ *ELA*: *equilibrium line altitude*, in italiano *linea di equilibrio*. E' la quota del limite inferiore della neve vecchia, alla fine della stagione di ablazione, che definisce un bilancio di massa in pareggio (accumulo che compensa l'ablazione). Varia, per lo stesso ghiacciaio, con il variare delle dimensioni e/o della forma.

¹² *Tempo di risposta*: è l'intervallo temporale che separa una variazione annuale del bilancio di massa nel bacino di accumulo dalla relativa oscillazione della fronte. Normalmente compreso, in ambito alpino, tra un minimo di due o tre anni sino a diversi decenni, dipendentemente dalle dimensioni del ghiacciaio e da altri fattori morfologici locali.

dell'apparato. Quest'ultimo è il caso di molte unità di piccole dimensioni, in cui l'ELA di fatto non esiste, in quanto bacino collettore e ablatore coincidono. Se infatti l'ELA è indice dell'andamento climatico generale quando venga valutata su un grande numero di apparati di una determinata regione, sul singolo ghiacciaio essa risente di quei fattori climato-orografici peculiari che sono il motivo stesso della esistenza della massa glaciale. Nelle Alpi Orobie, ad esempio, l'ELA del Ghiacciaio dei Marovin è posta a 2150 m, mentre quella del Ghiacciaio del Palon de la Mare (Ortles-Cevedale) circa 1000 m più in alto. Non solo, ma il ghiacciaio non fonde solo in superficie, ma anche sui bordi laterali e alla base, a contatto con il catino roccioso o detritico che lo contiene (altrimenti non si spiegherebbe la presenza di un torrente ablatore attivo che fuoriesca da un ghiacciaio completamente innevato). Ecco quindi la necessità di essere prudenti nel valutare come assolutamente favorevole all'incremento una condizione di completa copertura nevosa.

Le difficoltà, in questo insolito 2001, non finiscono qui. Sono 8 i ghiacciai lombardi che hanno fatto registrare un progresso frontale. Particolarmente eclatante quello del Ghiacciaio di Dosegù (+ 15,5 m) ma non meno significativa l'avanzata del Ghiacciaio di Fellaria Est. Si tratta di apparati di grandi dimensioni (rispettivamente 254 e 516 ha di superficie): la loro taglia fa ipotizzare un tempo di risposta più che decennale. Quale l'anno idrologico passato capace di far avanzare le fronti come effetto di un bilancio positivo nel bacino di accumulo? Secondo le nostre valutazioni è inutile cercarlo: non c'è. Negli ultimi venti anni, infatti, pochissime stagioni si sono presentate come favorevoli al bilancio glaciale e solo in limitati settori di alta quota. Nel caso del Ghiacciaio di Fellaria Est, lungo più di 5 km, è arduo pensare che riesca a giungere oggi alla fronte un incremento di massa verificatosi nel bacino di accumulo negli Anni Ottanta o Novanta. E' più facile pensare che il progresso frontale registrato nel 2001 sia dovuto alla brevità del periodo di ablazione superficiale estiva e, forse, anche al carico nevoso dell'invernata. O a tutti e due.

Queste considerazioni permettono di spiegare anche le notevoli differenze che emergono dalla lettura dei dati statistici: il campione globale valutato con il metodo della stima del bilancio di massa annuale indica un significativo 71,6 % di apparati considerati in fase positiva (tab. 2), mentre quello relativo alle variazioni frontali "algebriche" esprime solo il 33,3 % di lingue in progresso (tab. 6). A questo proposito, preme però rilevare come sul dato del 2001 pesi il numero relativamente esiguo, e certo inferiore agli scorsi anni, dei ghiacciai oggetto di misura, per effetto delle eccezionali condizioni di innevamento delle fronti e dei settori proglaciali. E' logico ritenere che proprio nel campione dei ghiacciai immisurabili si celi un numero consistente di fronti in avanzata.

Nella consapevolezza che l'argomento merita ben altro approfondimento, è comunque possibile concludere che molto vi è ancora da capire in tema di variazioni glaciali, soprattutto di quelle delle masse *temperate* alpine che attraversano con le loro colate fasce altitudinali caratterizzate da condizioni climatiche assai diversificate.

6 - CONCLUSIONI

In definitiva, l'anno idrologico 2000-2001 ci consegna una montagna lombarda trasformata, dove l'elemento nivale va a occupare, oltre ai propri ambiti glaciali, che ricevono finalmente nuova alimentazione, anche quella congerie di siti montani che, con altre condizioni climatiche, per primi ospiterebbero la rinascita di corpi glaciali. In tal senso, molte immagini e osservazioni raccolte si pongono come rivelatorie: un anno nevoso svela gli ambiti, alcuni insospettabili, che possiedono questa potenzialità nivo-glaciale.

Per un gran numero di ghiacciai, il rifornimento nevoso incassato in questa annata peculiare avrà certamente effetti positivi pluriennali: sarà quindi molto interessante valutare nelle prossime stagioni estive l'andamento delle singole unità, elemento di studio, questo, che di norma fornisce informazioni sulla dinamica glaciale assai più probanti rispetto alle valutazioni climatiche generali.

ABSTRACT

Gli eccezionali apporti nevosi della lunga stagione di accumulo 2000-2001 hanno prodotto esiti assai significativi sul patrimonio glaciale della Regione Lombardia. Si è così potuta osservare la persistenza di profondi depositi residui sino al termine della stagione estiva, in molti casi estesi anche a un'ampia fascia periglaciale. La ricostituzione di canali ghiacciati e di alcune pareti di ghiaccio, la compatta copertura presente nei siti di ghiacciai scomparsi, la riduzione della superficie di molti laghi proglaciali di neoformazione sino, in qualche caso, all'avanzata di importanti fronti glaciali costituiscono solo alcuni dei fenomeni osservati nel corso dell'estate 2001. La percentuale degli apparati glaciali in incremento di massa sfiora così l'80% del campione osservato.

Parole chiave: *ghiacciai lombardi, campagna glaciologica 2001*

The exceptional snow supplies of the long 2000-2001 accumulation season produced extremely significant results in terms of glacial resources in the Lombardy Region. So, the deep residual deposits, which extended in some cases also to the periglacial areas, could last until the end of the summer season. The re-forming of icy gorges and of some ice walls, the thick cover at the sites of extinct glaciers, the surface shrinking of many newly formed proglacial lakes and, in some cases, the advance of important glacial fronts are only a few of the phenomena observed during the 2001 summer. The percentage of the glacial units registering mass growth is close to 80% of the surveyed sample.

Key words: *glaciers in the Lombardy Region, 2001 glaciological campaign*

Les chutes de neige exceptionnelles pendant la longue période d'accumulation 2000-2001 ont eu des résultats significatifs au niveau du patrimoine glacial de la Lombardie. On a donc observé la persistance de profonds restes neigeux jusqu'à la fin de l'été, qui arrivent, dans certains cas, même jusqu'à un large secteur périglaciaire. Le rétablissement de canaux de glace et de quelques parois de glace, la couche de neige compacte où il y avait des glaciers disparus, la réduction des plusieurs lacs près des glaciers et, dans certains cas, même la progression d'importants fronts de glaciers, représentent seulement quelques-uns parmi les événements observés pendant l'été 2001. Le pourcentage des glaciers qui présentent une progression de leur masse est proche au 80% par rapport aux glaciers observés.

Mots clés: *glaciers de la Lombardie, campagne glaciologique 2001*

SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO

2001 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN

Sector: Italian Central Alps

Scientific co-ordination, text preparation and data processing:

Antonio Galluccio, Luca Bonardi

Logistical-operative co-ordination:

Emanuele Congiu, Carlo Lonardo, Virgilio Mariani, Alessandro Galluccio,
Stefano D'Adda, Mario Monfredini, Mario Butti, Massimo Urso

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

LIST OF THE OPERATORS COLLABORATING IN THE 2001 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN

Sector SPLUGA-LEI: E. Congiu, M. Felisa, P. Piccini, D. Affer, E. Paini; sector CODERA-MASINO: G. Elli, C. Lonardo, G. Grazzi, F. Rossini, C. Scolari, L. Trada; sector DISGRAZIA-MALLERO: V. Mariani, M. Butti, M. Urso, A. Almasio, G. Panza, P. Panza; sector BERNINA: V. Paneri, R. Peja, B. Rosa, S. Alberti, G. Catasta, M. Butti; sector SCALINO-PAINALE: M. Butti; sector DOSDE'-LIVIGNO: A. Galluccio, L. Bonetti, M. Marzorati, A. Molteni, S. Mauri, P. Farioli; sector ORTLES-CEVEDALE: A. Galluccio, A. C. Galluccio, G. Cola, G. Casartelli (CGI e CSC del CAI), G. Catasta, P. Farioli, L. Bolognini, L. Bonetti, F. Righetti, V. Bianchi, P. Gorni, I. Galluccio, A. Borghi, S. Bettola, E. Peressini, E. Meraldi, A. Praolini; sector OROBIE: S. D'Adda, M. Butti, M. Maggioni, F. Mocci, A. Meani, M. Merati, M. Maggioni, F. Mocci, A. Almasio; sector ADAMELLO: F. Pelosato, A. Galluccio, L. Bonardi, M. Pala.

READING INSTRUCTIONS

a - GENERAL

The general section contains the comprehensive data (chapter 1), the list of sample glaciers (chapter 2), the analysis of the variations of the units checked during the year (chapter 3) and the synthesis of the variations in the period 1999-2001 (chapter 4; table 4 and fig. 1). According to the integrated methodology used by the Servizio Glaciologico Lombardo, the assessment of the annual dynamic phase of the individual units is expressed on the basis of the morphological features observed during the surveys both at the glacier snout and at the accumulation basin (direct monitoring, snout measurement, photcartography, snow survey). The terminology is listed in the table 1 (see page 126). Moreover, table 6 and fig. 2, which have been added to conform to the methodology used by the Comitato Glaciologico Italiano in their national reports, contain only the snouts variations (in this case, the dynamic phase is expressed by the algebraic sign 0 m = unchanged; - sign = retreating; + sign = advancing). General considerations on the development of glacialism in Lombardy in the 1999-2000 hydrological year will follow (chapter 5). The glacial cover changes of each mountain sector are described in the systematic part.

b - SUMMARY TABLES (pages 140-143)

The note on each glacier includes the land register number ¹, the date of the survey, the snout's annual average variation (in brackets the reference year if different from the year 2000), the dynamic phase, the altitude of the snow-line (*Q.s.l.*), the snout's minimum elevation, a brief note.

c - SYSTEMATIC PART

All the surveys carried out are included in the summary tables and therein described with brief notes. The full text includes only the surveys of those glaciers, which registered either variations or particularly interesting phenomena. In most cases what is presented in the reports is evidenced in the attached pictures.

¹ see *Cadastré of Italian Glaciers* (CGI-CAI, 1961), updated by "Ghiacciai in Lombardia", 1991

1 - GENERAL FIGURES

Table 2: see page 127

2 - LIST OF THE SAMPLE GLACIERS (2001 update)

see list page 127

Group I and II contain the main glaciers. All the units in the list have at least one check sign at the snout. Group IV is an exception to the rule; it includes those glaciers that cannot be surveyed but that are undoubtedly important.

3 - ANALYSIS OF THE VARIATION FIGURES

Table 3: see page 127

4 - VARIATION OF THE GLACIERS IN THE LOMBARDY REGION IN THE PERIOD 1990-2001²

Table 4: see page 128

5 - 2000-2001 HYDROLOGICAL YEAR: EVOLUTION OF THE SNOW-ICE COVER IN THE LOMBARDY REGION

A. Galluccio, L. Bonardi

5.1 - INTRODUCTION

The 2000-2001 hydrological year has been characterised by climatic events with exceptional features. These appeared even more peculiar because they occurred in a time frame, the past two decades of the XX century, when the Alps registered only two major events: a slight though gradual reduction of the precipitation and a temperature increase. Between September 2000 and June 2001, the meteorological data registered record-breaking rainfalls, especially in autumn and in January. In the above months, many stations registered the absolute maximum of the historical values. The “normal” spring and the very cool July put an end to what has been rightly defined as the *year of the great snow* (fig. A). In the past decades, some periods favourable to the snow accumulation were registered at the medium and high altitude. Reference is made, for example, to the two years 1977-1978, which managed to trigger off, almost on their own, the short positive phase for the glacialism of the late 70s - early 80s; or to 1960 in the Central Alps, or finally to the two years 1964-1965 in the Western Alps. However none of the above cases, or any other additional local event ³, registered so many snowfalls concentrated in a few months (more than 50 major ones).

Fig. A: see page 129; Fig. 1 and 2: see page 130

Considering this hydrological year in light of the meteorological series, it appears now like an isolated event, though one that will always be remembered. It could not have been otherwise; the total snow precipitation reached unexpected values: 24 m on the north-eastern part of the Lombardy mountains, probably 30 m on the Adamello Massif, possibly 40 m on the Alpi Orobie, the latter being out of scale with the current Italian literature on snow. Moreover, this large snow mass not only grew to unusual volumes but it proved to be very compact already in autumn; this became then an exceptional element in the late spring when the average density registered values typical of firn (more than 600 kg/m³). According to the analysis of the snow, such figures can be obtained only when turbulence alternates with periods of fine weather, during which the snow cover undergoes regelation (surface melting with water percolation during the day and regelation during the night favoured by the clear sky). This happens when the weather of the cold season is mild; therefore a “weather from west to south-west” is necessary, just that one registered for many months during the 2000-2001 autumn and winter. At the beginning of the summer, an extraordinary deep and hard snow cover was hit by the sun, even though initially in an uncertain way. June was, indeed, favourable and the snow could still extend to 1200 m of altitude; July registered a huge snowfall in the second decade. Thanks to these events, the snow cover of the regional glacial surfaces preserved and maintained a very high albedo for the whole summer, hence minimising the absorption of the sun radiation and reducing the ablation at the medium and low altitude. As a result of it, the flows of the outlet streams were much lower than the average until August 15th-20th. Where the ice emerged, the glabrous areas remained in the sun for no more than two weeks, except for the large valley tongue of the following glaciers: Forni, Fellaria Est and Ovest and Pisgana Ovest. After August 15th, a very warm isotherm hit the Alps; if the snow on the ground had not been characterised by the above-mentioned features, it would have melted. This did not happen.

At the end of the warm season a large, hard and very thick blanket of residual snow, generally extending to the whole glacial body, covered the Lombardy glaciers. The consequent mass recovery or mass saving was very high and could be quantified in tens of millions of cubic metres of future ice at regional level.

² since 1996 a particular index has been created, that refers to the minor glacial formations in addition to the glaciers and the glacierettes (which have a cadastre number); these are divided into sites with snow-glacial capacity (S.P.N.G., series 9000.0) and glacier masses that cannot be registered in the cadastre (M.G.N.C., series 8000.0). Both are small fields of ice and/or firn, or places hosting extinct glaciers, which cannot be clearly classified on the basis of the current criteria.

³ in 1985-1986 in the Livigno area or in the winter of 1993-1994 in the Ortles-Cevedale, just to recall recent episodes.

5.2 - ON-THE-GROUND EVIDENCES

Such drastic reversal of the overall recent dynamic trend of the Lombardy glaciers marked the passing from a strong retreat phase, if not a real weathering, to a significantly favourable event. It was characterised by a remarkable lowering of the snow-line, a key-element linked with some very interesting morphodynamic aspects. We briefly mention them and refer the reader to the systematic part for the analysis of the individual glacier and the peculiarities observed in the various mountain sectors of the Lombardy Region.

Table 5 compares the growth of the residual snow cover against the previous records for the various mountain sectors. The lowering of the snow-line altitude is the easiest numeric figure to read (the comparison is made with the year 2000, but it would be even more significant if compared with previous years). The data gathered on the Alpi Orobie are particularly surprising; the altitude of the snow-line did not exceed 2500 m and was down to 2400 m on the group northern side. For some years during the 90s, the whole massif completely and clearly remained below the seasonal snow-line. The snow-line on the Orobie is originated by different kinds of feeding (direct and from avalanches) forced by the rough orography of the mountains, which represents the main survival element of the local glacial units. In the remaining regional areas, the snow-line never reached the average altitude of 3000 m; during the 90s it was often located at 3300-3400 m and above (in 1998, it was impossible to identify its level). According to an ideal ranking, the sector which most benefited from such accumulation was Alpi Orobie, followed by Adamello and Disgrazia-Mallero, then Scalino-Painale, Livignasco, Dossè-Piazzini and Spluga. Least benefited were Codera-Masino and Ortles-Cevedale; the former was perhaps less affected by the numerous turbulent events during the whole hydrological year, the latter, being set into a drier geographic corner of the Lombardy mountains, may have been influenced by the mountain shape, particularly airy and therefore less inclined to the orographic protection of the glacial masses.

Tab. 5: see page 132

The increase of the area characterised by the persistence of residual snow, and therefore of the snow-ice area, is the first direct consequence of the lowering of the snow-line. In all sectors, the snowfields of many extra-glacial sites appeared again after some decades. Some valley and upper valley heads changed aspect and looked like gone-by landscapes. Most of this snow cover originated from the persistence of residual masses of avalanche origin; however, snowfields of direct or mixed origins were registered in some cases.

Tab. 6: see page 132

In general, at the end of the 2001 summer, the surveyed elements on the ground, common to the various glacial mountain sectors in the Lombardy Region, were as follows:

1. residual snow cover extended on the whole glacial surface or on most of it (80-90%), with the *snow-line* lower than the ELA⁴ of the single units;
2. remarkable thickness of the snow accumulation near the enclosing rocky walls;
3. periglacial snowfields, of both direct accumulation and avalanche origin;
4. re-forming of the canals and, to a minor extent, of ice walls;
5. complete snow cover of many of the extinct glaciers' basins;
6. increase and mobilisation of the seracs;
7. enlargement of the peripheral crevasses when they are not covered with old snow;
8. drastic reduction of the detrital collapse activity from the rocky walls;
9. reduction or no reappearance of newly formed proglacial lakes;

The surveyed sample glaciers statistically react to such a situation with a clear reversal of the numeric relationship between the shrinking units and the growing ones, favouring the latter (fig. 1 and table 4). Also the group of glaciers whose dynamic phase is hereafter described only on the basis of the snout variation shows a similar phenomenon, though more limited because many snouts were influenced by the previous, prolonged period of considerable reduction of the glacial masses (sample of the Comitato Glaciologico Italiano, fig. 2 and table 6).

5.3 - THEORETICAL ASPECTS OF THE GLACIAL DYNAMICS

As far as the glacial dynamics are concerned, the above exceptional situation raised once again some interpretative problems that have never been completely solved in terms of the use of specific terminology and therefore of their value from a statistical point of view. Reference is made to the synthetic indexes of the dynamic phase (see table 1), to those terms used to define the evolution of a glacier at the time of the summer survey. As everybody knows, the SGL has adopted an integrated methodology through which the activity state of the glaciers in terms of estimated mass balance year after year can be evaluated (see Reading instructions, page 126, par. a). In general, when a glacier is completely covered with snow for the whole

⁴ ELA: *Equilibrium Line Altitude*. It is the minimum limit of the old snow cover, at the end of the ablation season, necessary to maintain an even mass balance. For the same glacier, the quota may vary in relation to a change in size or shape.

hydrological year, it should be classified as a growing unit, both because its accumulation basin remarkably enlarges and because it is impossible for its snout to retreat. Should the accumulation be higher than usual (which necessarily means that at the end of summer the snow-line is lower than the ELA of each glacier) the glacier should rightly be considered as growing despite a negative snout variation. This variation is probably due to the glacier reaction time ⁵, expressing the balance variations occurred in the previous years in the accumulation basin. In the case of a good residual accumulation with the snow-line located close to the ELA and a snout retreat, the glacier is shrinking. This evaluation comes from the fact that, if the glacier's distal area is uncovered during the summer, the seasonal snow accumulation cannot compensate the previous loss, or part of it. No doubt exists in the case of clear shrinking, and particularly with evident snout retreats or significant morphological variations during the 2001.

Actually, what has just been said does not clear all doubts. On some occasions, the glaciers have been considered unchanged even though they had a complete or very large residual snow cover but their accumulation was however not particularly thick, i.e. the annual snow feeding was estimated to be barely enough to maintain a stable unit. This was the case of many small units, where the ELA does not practically exist, because accumulation and ablation basins coincide.

If on one hand the ELA indicates the general climatic course, when evaluated on a large number of units of a specific region, on the other hand it is influenced by those climatic-oro-graphic factors determining the existence of the glacial masses on each glacier. On the Alpi Orobie, for example, the ELA of the Marovin Glacier was located at 2150 m, while that of the Palon de la Mare Glacier (Ortles-Cevedale) was 1000 m higher. Moreover, glaciers do not melt only on the surface, but also on the sides and at the base, where they touch the bedrock or the detrital basin holding them (otherwise we could not explain the presence of an active ablation stream flowing out of a glacier completely covered with snow). That is why we need to carefully consider if a situation of complete snow cover is, in absolute terms, favourable to the growth.

These are not, however, all the problems of this unusual year 2001. Eight glaciers registered an advance of the snout. The one of the Dosegù Glacier is particularly surprising (+ 15.5 m) as well as the advance of the Fellaria Est Glacier. These units are very large (respectively 254 and 516 ha of surface); considering their dimensions, the reaction time is presumably of more than a decade. Which other past hydrological year registered snouts advance as a result of a positive balance in the accumulation basin? We feel that the answer is: none. Indeed, very few seasons over the past twenty years were favourable to the glacial balance, though only in some limited sectors at high altitude. In the case of the Fellaria Est Glacier, which is more than 5 km-long, we can hardly think that some mass growth occurred in the accumulation basin in the 80s or 90s is now reaching the snout. The likely progress registered in the year 2001 should be the result of the short period of summer surface ablation and, perhaps, the abundant winter snowfall, or both.

These considerations can also explain the remarkable differences noticed in the statistical data. The global sample evaluated with the estimate methods of the annual mass balance indicates that a significant 71.6 % of the units is undergoing a positive phase (table 2), while the one related to the "algebraic" snout variations shows that only 33.3 % of the tongues are advancing (table 6). In this regard, we should point out that the 2001 figures are affected by the relatively small number of surveyed glaciers, much lower than the number of the previous years, due to the exceptional snowfall conditions of the snouts and of the proglacial sectors. It is reasonable to assume that a significant number of advancing snouts may have belonged to those glaciers that could not be surveyed. We are aware that this issue should be thoroughly examined; however, we can come to the conclusion that the glacial variations are still not fully understood, particularly those of the alpine glaciers, whose flows cross altimetric bands characterized by a variety of climatic conditions.

6 - CONCLUSION

In conclusion, the mountains in the Lombardy Region were transformed during the 2000-2001 hydrological year. The snow filled both the typical glacial areas, which finally received new feeding, and those mountain sites which would be the first to host new glacial bodies, should the present climatic trends reverse. In that sense, many pictures and observations show that a snowy year discloses the areas with snow-glacial capacity, even those being apparently not fit for glaciers. The snow feeding of this unusual year will certainly have positive effects on a large number of glaciers for many years. It will therefore be very interesting to monitor the evolution of the single units in the next seasons; this kind of research usually provides information on the glacial dynamics that is much more convincing than the general climatic evaluations.

⁵ *Reaction time* is the elapsed time interval between a mass variation in the catchment area and its arrival at the front. In the Alpine environment, it generally ranges from a minimum of 2-3 years to a few dozen years, in relation to the size of the glacier and other local, morphological factors.

7 – PARTE SISTEMATICA

SETTORE SPLUGA-LEI

Inattesa annata di recupero di massa nivo-glaciale nell'intero settore montuoso della Valle di S. Giacomo. Tutti i corpi glaciali mostrano una copertura nevosa residua completa che interessa anche vaste aree extraglaciali alle testate dei solchi vallivi. I dati provenienti dal sito nivologico del Ghiacciaio di Suretta Sud (foto 1) confermano le impressioni fotografiche e visive, con spessori di accumulo da doppi a tripli rispetto agli anni antecedenti. In alcuni ambiti si può parlare di ricostituzione (ghiacciai di Val Loga e di Calcagnolo) mentre, pur nell'ambito di un bilancio annuale assolutamente positivo, prosegue il ritiro della fronte del Ghiacciaio del Pizzo Ferrè, oggi però divenuto quasi impercettibile. La Val di Lei non è stata visitata. I residui nevosi hanno impedito le misure dei quattro ghiacciai-campione.



Foto 1: il Ghiacciaio di Suretta Sud, sito nivologico del settore Spluga-Lei, è rimasto coperto di neve per l'intera estate. I solchi di corrievazione che si notano sulla superficie dell'accumulo nevoso ne attestano l'alta densità (E. Congiu, 25 agosto 2001).

Photo 1: the Suretta Sud Glacier, snow site of the Spluga-Lei sector, remained covered with snow for the whole summer. The rills on the surface of the snow are a proof of its high density (E. Congiu, 25th August 2001).

371.0 SURETTA SUD

2001.08.25

QMF: 2685

incremento lieve

In data 25 agosto, il ghiacciaio si presenta totalmente innevato, con i campi di neve vecchia che raggiungono e superano il vecchio segnale Pignanelli del 1953. Il 9 settembre la situazione non muta, grazie anche al concorso di cospicui apporti freschi. Il manto nevoso, sottoposto a rilievo nivologico, è continuo e assai coeso, con spessori che mediamente si attestano sui 200 cm e oltre. Sulla superficie del ghiacciaio non si notano di conseguenza crepacci, mentre la morena galleggiante è di forma diversa rispetto al passato e pare in fase di traslazione verso Est. Alcune frane si osservano nel settore occidentale (erano già presenti a luglio) e in quello di NE. Il limite frontale è coperto da 156 cm di neve compatta. Si provvede al rilievo topografico del ghiacciaio mediante GPS. Bilancio di massa annuale molto positivo. *Snow-line*: 2630 m. (P. Piccini, E. Congiu).

SETTORE CODERA-MASINO

Dai rilievi svolti si evince che l'anno idrologico 2000-2001 è stato assai favorevole per i ghiacciai del settore: ovunque estese coperture nevose residue, corpi di valanga di grandi dimensioni, nevai di compatto firn anche in porzioni del territorio normalmente scoperte. Ne risulta un netto incremento planimetrico dell'areale nivoglaciale locale. Costituisce parziale eccezione la Val Codera, o per lo meno la sua testata, dove gli accumuli, pur nettamente più cospicui rispetto al passato, sono meno consistenti di quanto osservato negli altri solchi vallivi del gruppo montuoso. Il motivo di tale differenza è di difficile identificazione: un'ipotesi riguarda la posizione geografica della Valle, con un suo probabile minor coinvolgimento negli eventi perturbati succedutisi nella stagione fredda. Non sono comunque da escludersi altre ragioni, prima fra tutte una sfavorevole posizione del sito di arresto delle valanghe cadute nel mese di gennaio. Il Ghiacciaio di Siviglia NE, che è ancora il più esteso del settore, prosegue così nella sua più che decennale fase di ritiro, mentre tutti gli altri, in virtù della descritta situazione nivologica, fanno segnare un bilancio nettamente positivo.

399.0 RASICA EST

2001.09.08

QMF: n.v.

incerto

L'evoluzione di questo ghiacciaio non finisce di sorprendere e una situazione di equilibrio fisico sembra ulteriormente allontanarsi. Nonostante l'abbondante innevamento residuo, la destabilizzazione della massa glaciale prosegue infatti generalizzata: in tutti i settori dell'apparato si riscontrano riduzioni volumetriche, mentre l'approfondimento dei crepacci e gli esiti dei crolli in corrispondenza dei cambi di pendenza confermano lo stramento dal basso cui è sottoposta la colata. La sofferenza è molto più marcata in destra idrografica, a causa della morfologia del bacino che convoglia sul lato opposto i contributi valanghivi più cospicui: la contrazione in questo settore è tale da provocare una netta dislocazione della fronte. Nella seraccata è visibile per la prima volta non solo firn ma anche ghiaccio vivo di origine profonda, a conferma del forte rimaneggiamento in atto. La placca sospesa superiore, nonostante il potente innevamento (5-6 m di spessore), rimane separata dal corpo glaciale. L'osservazione di dettaglio fa ipotizzare un lieve arretramento della fronte, la cui quantificazione però è impossibile per la presenza di un campo di neve che, senza soluzione di continuità, connette l'arco morenico frontale interno con la seraccata e le placche satelliti in sinistra idrografica, occultando i segnali di misura. La superficie del nevaio è punteggiata da *funghi di firn*. Se la favorevole congiuntura nivologica qui descritta si riproporrà in futuro non è da escludere una stabilizzazione dell'apparato che sfrutti tali enormi accumuli nevosi pre-frontali a guisa di appoggio distale, in attesa del completamento delle trasformazioni nei campi alti. *Snow-line*: 2710 m. (L. Trada, C. Lonardo, G. Grazzi).



Foto 2: la seraccata centrale del Ghiacciaio di Rasica Est, in fase di continuo rimaneggiamento dopo il grande crollo glaciale del 1996 (G. Grazzi Lonardo, 8 settembre 2001).

Photo 2: the central serac of the Rasica Est Glacier undergoing continuous rearrangement after the big glacial collapse of 1996 (G. Grazzi Lonardo, 8 settembre 2001).

SETTORE DISGRAZIA-MALLERO

In nessun altro settore montuoso lombardo, escludendo le Alpi Orobie, il residuo nevoso dell'anno idrologico 2000-2001 si è mostrato, a fine estate, così esteso e consistente. Le snow-line hanno raggiunto quote bassissime, nemmeno immaginabili nelle passate stagioni. Tutte le unità risultano interamente coperte di neve vecchia, a eccezione di limitati settori ripidi o terminali di bassa quota: molti milioni di metri cubi di nuovo ghiaccio rimpingueranno dunque i bacini glaciali, con ripercussioni che saranno di certo pluriennali. Anche le fronti sono rimaste innevate (escluse quelle dei ghiacciai della Ventina, del Pizzo Ventina e del Disgrazia); di conseguenza esse possono essere considerate per lo meno stabili: le quote minime frontali indicate si riferiscono quindi, nei casi evidenziati, all'anno 2000, mentre, con gli oltre 50 capisaldi coperti di neve, solo uno dei ghiacciai visitati ha potuto essere misurato.

425.0 VAZZEDA

2001.08.25

QMF: 2750

incremento forte

Il ghiacciaio è stato visitato e osservato a distanza in più occasioni. Il rilievo stratigrafico del manto nevoso eseguito il 3 giugno fornisce valori di spessore massimo compresi tra i 570 e i 580 cm, di gran lunga i più cospicui dal 1994. In prossimità dello scavo si posiziona una palina di 6 m, sporgente di 20 cm dalla superficie

nevosa. Il 21 luglio, l'innevamento stagionale è ancora abbondantissimo: nel settore superiore del ghiacciaio si misurano spessori compresi tra i 450 e i 500 cm, mentre in numerosi punti la sonda da valanga, di 5 m di lunghezza, non raggiunge la vecchia superficie glaciale. La palina sporge di 60 cm da uno strato di neve recente in fase di trasformazione di 30 cm di spessore. Il ritmo medio di fusione dell'accumulo, nel periodo compreso tra i due rilievi (40 giorni) è stato dunque di circa 1,6 cm/giorno: si può dunque affermare che, nel primo scorcio d'estate, l'accumulo si è ben conservato. Si rileva la presenza di una valanga, caduta nella parte alta del ghiacciaio dopo il primo sopralluogo. Dopo il terzo rilievo nivologico del 25 agosto e le riprese fotografiche del 12 settembre, il controllo di chiusura dell'anno idrologico 2000-2001 ha luogo il 28 ottobre: in questa data la palina sporge di 90 cm da uno strato recente di 100 cm, composto da 20 cm di neve farinosa inconsistente, da 30 cm di neve umida, da una lente di ghiaccio di 1 cm e da ulteriori 50 cm di neve trasformata. Al di sotto di quest'ultimo comparto la neve è impenetrabile. L'accumulo stagionale si è dunque ridotto da 580 a 410 cm, per un totale di 170 cm in 117 giorni (1,5 cm/giorno). Visti i valori di densità media della neve vecchia (attorno ai 600 kg/m³), un suo spessore medio sull'intero ghiacciaio di circa 370 cm e assumendo una superficie dell'apparato di 41 ha (dato 1998 attualizzato), il bilancio di massa annuale è positivo per circa 1 milione di m³ di futuro, nuovo ghiaccio. Anche l'aspetto complessivo del bacino glaciale al controllo di fine estate non lascia dubbi sull'eccezionalità della situazione: la neve vecchia copre per intero l'apparato, estendendosi a valle della fronte per molte decine di metri e raggiungendo sia il Passo di Vazzeda sia le pendici meridionali della Cima di Val Bona. *Snow-line*: 2700 m. (M. Butti, V. Mariani, P. e G. Panza).



Foto 3: il 12 settembre 2001, circa 4 m di neve dura coprono il Ghiacciaio di Vazzeda, interrompendo la precedente fase di forte ritiro dell'apparato: il bilancio annuale risulta positivo per circa 1.000.000 di m³ di nuovo ghiaccio (M. Butti).

Photo 3: on the 12 September 2001 about 4 m of hard snow covered the Vazzeda Glacier interrupting the previous strong retreat of the unit; the annual balance is positive: 1.000.000 m³ of new ice (M. Butti).

SETTORE BERNINA

Nel mese di settembre il residuo nevoso è continuo e di spessore plurimetrico oltre i 3000 m di quota sui versanti esposti a Nord, dove la snow-line si colloca attorno ai 2700 m, ma è ben presente in molti altri siti, complici i residui di valanga, anche assai più in basso. Gli apparati che guardano a Sud hanno invece mantenuto l'innevamento fino ai 2950-3000 m: una quota di poco maggiore (3050 m) si riscontra solo sul Ghiacciaio di Fellaria Est. Proprio quest'ultimo apparato ha mostrato un chiaro progresso frontale, per la prima volta dopo il 1984, fenomeno inatteso viste le notevoli dimensioni del ghiacciaio. Le unità glaciali hanno dunque tratto vantaggio da questa situazione, alcune in modo spettacolare, come accaduto per quella della Bocchetta di Caspoggio e per il Ghiacciaio Marinelli, i cui bacini appaiono completamente coperti da uno strato imponente di neve vecchia, per i ghiacciai di Varuna e Cima Fontana NE, ora nuovamente anastomizzati, e per gli apparati di Caspoggio (nonostante un forte ritiro frontale) e di Cime Musella. Il lago a valle di quest'ultimo, pur sito a quota modesta, è rimasto parzialmente gelato per l'intera estate. Nel contempo i ghiacciai di Scerscen Inferiore e Superiore, pur in un'annata di bilancio positiva, mostrano ancora

i segni della forte involuzione precedente: il primo presenta i due lobi del ramo settentrionale ulteriormente appiattiti e in ritiro, mentre il secondo evidenzia la netta riduzione delle due seraccate terminali, che denunciano la tendenza ad assumere posizioni più arretrate, prossime al livello altimetrico del gran pianoro di accumulo.

440.0 FELLARIA EST

01.09.27

QMF: 2560

incremento lieve

La poderosa lingua valliva del ghiacciaio, morfologicamente inalterata rispetto alle osservazioni degli anni passati, fa segnare un lieve ma significativo progresso (+ 4 m). Il dato merita uno studio approfondito, in quanto molteplici possono essere le cause del fenomeno. Si nota un compatto e profondo innevamento residuo che copre per intero il vasto bacino di accumulo sommitale e si spinge, con placche di neve trasformata, sino a 3050 m di quota, interessando quindi gran parte della lingua di ablazione al di sopra della seraccata. A valle di quest'ultima, il campo di ghiaccio rigenerato, formato dai detriti glaciali dei crolli che si susseguono incessanti, ha superficie all'incirca doppia (7-8 ha) rispetto alla norma. Il limite inferiore di questo accumulo è posto a 2730 m di quota. *Snow-line*: 3050 m (G. Catasta, M. Butti). Variazione media annua: + 4 m



Foto 4: la lingua valliva del Ghiacciaio di Fellaria Est ha fatto segnare, nell'estate del 2001, un inatteso progresso, le cui cause appaiono di non semplice indagine e definizione (13 settembre, M. Butti).

Photo 4: the valley tongue of the Fellaria Est Glacier registered an unexpected advance in the summer 2001, the cause of which cannot be easily investigated and determined (13th September, M. Butti).

SETTORE SCALINO – PAINALE

La campagna glaciologica nel settore ha permesso di osservare 11 dei 13 apparati presenti. Il compatto ed esteso innevamento residuo, unitamente alla presenza di neve nuova per buona parte del mese di settembre, non ha consentito di effettuare alcuna misurazione. Gli eventi termici estivi, caratterizzati da un alternarsi di fasi calde e di fasi fredde, seguiti a un inverno particolarmente umido, hanno rapidamente trasformato la neve residua, rendendola molto compatta. Tutti i ghiacciai hanno quindi fatto registrare un incremento di massa.

443.0 PIZZO SCALINO

2001.09.12

QMF: 2585

incremento lieve

Il ghiacciaio appare in buona parte coperto da un compatto e consistente accumulo di neve residua. Solo la parte più ripida situata a monte della fronte presenta qualche crepaccio aperto. Una situazione simile non la si osservava dagli Anni Sessanta-Settanta. Il nevato ricopre in buona parte anche gli isolotti rocciosi emersi di recente e l'accumulo di pietrame deposto sotto la Cima di Val Fontana. *Snow-line*: 2500 m. (M. Butti).

SETTORE DOSDE'-PIAZZI

Corpi di valanga di notevole spessore sino ai 2300 m di quota, nevai ovunque, canali rocciosi trasformati in scivoli ghiacciati, ghiacciai immacolati. Questo il quadro visivo presentato dalle montagne del settore nel corso dell'estate 2001: sotto il profilo del bilancio glaciale un'annata memorabile, che segna una vistosa inversione di tendenza rispetto al recente passato.



Foto 5: un potente innevamento residuo copre il vasto ghiacciaio del Pizzo Scalino, estendendosi ben oltre i confini perimetrali dell'apparato e coprendo parzialmente anche gli affioramenti rocciosi emersi negli ultimi 10 anni (12 settembre, M. Butti).

Photo 5: a large residual snow blanket covers the large Pizzo Scalino Glacier, stretching well beyond the unit's perimetral borders and partially covering also the rocky outcrops emerged over the past 10 years (12 September, M. Butti).

La snow-line si pone così attorno ai 2700 m di quota sui versanti Nord, mentre è difficilmente delimitabile, ma comunque assai bassa per effetto della presenza di residui di valanga, su quelli esposti a Sud. Tutti i bacini glaciali vedono quindi un forte recupero di massa, dovuto anche al risparmio in termini di ablazione estiva. In pratica, solo limitati settori a elevata inclinazione perdono la copertura nevosa stagionale, quando non si presentano con la superficie coperta di *ghiaccio di sovrapposizione*. Fanno eccezione i soli ghiacciai di Val Lia e di Dosdè Est, per i quali si colgono ancora i segni del precedente, forte decremento: pur ben innevati, infatti, segnano un ritiro frontale contenuto ma netto. Si segnalano alcune ricostituzioni, soprattutto nel Vallone di Campaccio (ghiacciai di Campaccio, Sasso Torto e Motti) e in Val Viola (Cima di Lago Spalmo Ovest, Cantone di Dosdè I, Cima Dugorale).

9401.0 MOTTI

2001.08.15

forma glaciale minore

Per questa unità residuale, dichiarata estinta da molto decenni, si riscontra quest'anno una situazione eccezionale, che in effetti definisce la ricostituzione di un vero e proprio apparato glaciale. L'accumulo residuo, in gran parte formato da corpi di valanga sovrapposti, è infatti esteso e di grande spessore e occupa l'area definita dal rilievo CTR del 1981, in pratica l'intero bacino a monte delle morene storiche. Altre masse valanghive sono presenti a valle fino ai 2550 m di quota, mentre un vasto e compatto nevaio si è riformato nello stretto ed elevato circo posto poco più a Nord. *Snow-line*: 2700 m. (L. Bonetti, A. Galluccio).

473.0 DOSDE' EST

2001.09.07

QMF: 2560

decremento moderato

Al culmine di una fase di ritiro che dura ormai da oltre 15 anni, la fronte del ghiacciaio ha abbandonato anche il pianoro scopertosi negli Anni Novanta e si trova ora al margine inferiore del pendio soprastante. L'unghia terminale si presenta così unitaria, avendo perso da tempo le tre digitazioni che ne caratterizzarono il profilo nella fase di avanzata terminata nel 1985: solo un moncone del lobo più occidentale, costituito da ghiaccio morto, residua sotto il detrito alla base delle rocce che sostengono la fronte del Ghiacciaio di Dosdè Centrale I. La revisione dei segnali della serie GG (1985) permette di dedurre che il ritiro biennale della fronte dal 1999 è in vistoso calo rispetto al passato, anche se la mancanza di un controllo lineare nel 2000 impedisce di indicare un dato preciso. Delle due larghe bédrières che solcavano la parte terminale del ghiacciaio sino allo scorso anno, quella di sinistra, probabilmente riempita di firn, non è più visibile, mentre quella destra, non più alimentata da acque correnti, si è molto ridotta. Il ghiacciaio è rimasto quasi del tutto coperto di neve vecchia sino alla terza decade di agosto, con un limite inferiore temporaneo che si attestava attorno ai 2600 m. La fase calda dell'ultimo scorcio del mese ha fatto risalire tale quota di circa 80 m: si tratta del dato nivologico migliore dal 1982, con una porzione di superficie interessata da innevamento residuo che sfiora l'80%. *Snow-line*: 2680 m. (A. Galluccio, P. Farioli, S. Mauri)

Variatione media annua: -19,5 m (1998-1999)



Foto 6: il versante orientale della Cima Piazzgi. Al centro della foto è visibile il sito dell'estinto Ghiacciaio dei Motti, interessato nel 2001 da un enorme deposito di valanga che ne sancisce di fatto la ricostituzione (15 agosto, A. Galluccio).

Photo 6: the eastern side of the Cima Piazzgi. In the middle of the picture the site of the extinct Motti Glacier is visible; in 2001 it was covered by a huge avalanche deposit which determined its re-forming (15th August, A. Galluccio).

SOTTO-SETTORE DI LIVIGNO

A settembre l'innevamento stagionale ricopre per intero tutte le unità glaciali della vallata, in modo che la programmata indagine di dettaglio sulla consistenza attuale del patrimonio glaciale del sottosettore è andata del tutto inevasa. I pochi rilievi compiuti ci consegnano una montagna trasformata, con nevai un po' dovunque, oltre che sui ghiacciai anche in luoghi che non ne vedevano da decenni, e conoidi di valanga che, numerosi, hanno "passato" l'estate. In Valle delle Mine, lo spalto morenico di testata ricorda una nota immagine del Nangeroni (1932), anche se la realtà glaciologica locale è ben diversa, come suggeriscono i segni comunque affioranti di un quindicennio di imponenti riduzioni. Torna di interesse glaciale il remoto circo settentrionale della Cassa del Ferro, maggior elevazione del Livignasco: percorso da morene storiche, il vallone conserva un residuo nevoso di notevole consistenza, quale non era dato di ricordare dopo il 1950.

988.0 PIZZO FILONE SE 2001.08.28 QMF: n.v. incremento lieve
 Vasti lembi di neve vecchia occupano il circo-vallone in cui giacciono i residui dell'antico ghiacciaio, che ne risultano così celati. Tale accumulo stagionale ha spessore plurimetrico sul fondo del bacino, dove si sono depositati gli ammassi valanghivi. Il bilancio di massa annuale è certamente favorevole, anche se, date le descritte condizioni, non è possibile alcuna valutazione circa le dimensioni attuali dell'apparato. *Snow-line*: 2790 m. (A. Galluccio, L. Bonetti).

9405.0 PIZZO FILONE CENTRALE 2001.08.28 forma glaciale minore
 Il circo detritico-roccioso posto a Nord della vetta del Pizzo Filone (3133 m), centrale rispetto alle due contigue e analoghe formazioni incise nel versante settentrionale della montagna, aperto sulla Vallaccia, ospita quest'anno un nevaio di 6 ha circa di superficie, che appare di maggior spessore nella sua porzione inferiore, evidente sito di arresto delle valanghe che lo hanno costituito. Anche nella parte sommitale l'ammasso nevoso si presenta cospicuo, pur solcato da modesti affioramenti del substrato in sinistra idrografica. L'aspetto della montagna diviene quindi in tutto simile a quello che mostrò nel corso della breve fase di riglaciazione degli ultimi Anni Settanta. *Snow-line*: 2800 m. (A. Galluccio, L. Bonetti).

variazione positiva dopo circa 20 anni di regresso ininterrotto, nonostante le sue caratteristiche morfologiche non siano certo quelle tipiche di un ghiacciaio in progresso: presso il segnale 2 (posto nel 2000), che indaga il settore libero da morenico, a una avanzata di oltre 12 m corrisponde infatti un'unghia frontale erosa e rialzata rispetto al substrato. Lievemente positiva anche l'oscillazione frontale nei pressi del segnale 1 (+1).
Snow-line: 2850 m. (A. Galluccio, I. Galluccio, P. Gorni, C. Cola). Variazione media annua: + 6,5 m



Foto 8: la lingua valliva del Ghiacciaio dei Vitelli: si notano l'enorme nunatak roccioso emerso di recente al centro della colata, che tende a suddividerla in due rami distinti, e lo stato di grave sofferenza del settore terminale, ormai in parte costituito da ghiaccio morto. (22 agosto 2001, F. Rigbetti).

Photo 8: the valley tongue of the Vitelli Glacier; the huge rocky nunatak recently emerged is visible in the middle of the flow. It tends to divide it into two different branches. The very negative conditions of the terminal sector, which is now partly formed by dead ice, are noteworthy (22nd August 2001, F. Rigbetti).

507.0 PALON DE LA MARE

01.08.26

QMF: 3000

incremento lieve

Il profilo della fronte del ghiacciaio, fino a 10 anni fa, era arricchito da due lobi ben distinti che andavano a inforrarsi in altrettante vallette moreniche e da un terzo che si affacciava sui salti rocciosi prospicienti il Ghiacciaio dei Forni: ora i primi due sono scomparsi e l'intera fronte, a Nord del grande spalto roccioso di q. 3008 m, presenta un contorno regolare, mentre il terzo lobo, rientrando nei pianori superiori sta per abbandonare il valloncetto che per tanti anni l'ha ospitato. Si nota molta neve vecchia sul corpo glaciale, fino quasi in prossimità del margine frontale, e nelle suddette vallette, delle quali una risulta essere un canale di neve dura. Apporti freschi (30-40 cm) coprono la fronte, particolarmente appiattita in corrispondenza del segnale 2. *Snow-line*: 3100 m. (A. C. Galluccio, V. Bianchi, G. Cola). Variazione media annua: - 3 m

507.1 FORNI

2001.09.16

QMF: 2500

decremento lieve

L'inizio della fusione del ghiaccio ritarda di circa un mese rispetto agli anni precedenti: infatti la neve scompare dalla lingua valliva solo sul finire di luglio. Il limite altimetrico della neve residua a fine estate si attesta nei bacini occidentale e centrale appena al di sopra dei 2800 m di quota, in quello orientale a circa 2950 m, risentendo questo settore di conformazione ed esposizione meno favorevoli. Negli ultimi anni, la fronte ha subito un vistoso arretramento, che ne ha profondamente modificato l'aspetto: persa la tipica forma a tridente, ancora visibile alla fine degli Anni Novanta, essa ha assunto un profilo lanceolato, con la imponente morena mediana orientale in posizione avanzata. Le acque di fusione alimentano oggi due torrenti, di portata quasi identica, che vengono a giorno sui due lati opposti della lingua: quello occidentale mediante una suggestiva *porta* a 2500 m di quota, quello orientale, in posizione più arretrata, a circa 2570 m, dal fianco destro. In conseguenza delle abbondanti piogge dell'autunno 2000, si è ulteriormente evoluto il dissesto

localizzato sul fianco interno della morena storica destro-idrografica, a valle dell'incile della lingua: il fenomeno ha ormai assunto le caratteristiche di un vero e proprio movimento franoso che coinvolge una superficie di quasi 2 ha. A q. 2650 m si nota una nicchia di distacco, alta 2-3 m, che corre parallela alla morena. All'interno del materiale in frana si è formato un profondo canalone, sul cui fondo scorre un ruscello alimentato da una sorgente apparsa a circa 2630 m di quota. Va detto che, in quest'area, in precedenza non erano mai state notate venute d'acqua. Il dissesto ha coinvolto anche un tratto del "Sentiero Glaciologico del Centenario", oggi cancellato e sostituito da un caotico e melmoso ammasso di detriti. Si può ritenere che il movimento franoso si sia evoluto con le seguenti modalità: 1) in seguito alla riduzione di spessore della lingua glaciale, viene a mancare il sostegno al versante interno della morena destra, che è a nucleo di ghiaccio; si innescano fenomeni di scivolamento e di colamento dei materiali fini superficiali, che mettono allo scoperto il nucleo di ghiaccio stesso; 2) prolungati periodi piovosi provocano l'imbibizione ulteriore dei materiali costituenti la morena, già imbevuti dalle acque di fusione del nucleo di ghiaccio; 3) il versante crolla muovendosi lungo una superficie di scivolamento costituita dal ghiaccio sepolto, fino a quando il piede della frana si appoggia sulla superficie glaciale, arrestandosi; 4) a tergo della nicchia di distacco si formano nuove fratture, che consentono al movimento franoso di coinvolgere porzioni sempre più ampie di terreno. Non è da escludere anche un contributo da parte delle acque convogliate, lungo il versante Sud del Palon de la Mare, verso il bordo esterno della morena della Piccola Età Glaciale, che in questo tratto corre quasi pianeggiante: tale ristagno delle acque meteoriche può aver favorito l'infiltrazione dell'argine morenico. *Snow-line*: 2900 m. (G. Cola, G. Casartelli (CGI), A. Galluccio, A. C. Galluccio). Variazione media annua: - 12 m

512.1 DOSEGU' 2001.09.09 QMF: 2800 incremento moderato
 L'alimentazione nevosa stagionale dei pianori di accumulo e dei pendii di testata risulta eccezionale, sia per estensione sia per spessore. Sino alla terza decade di agosto, anche le seraccate mediane e la parte superiore della lingua di ablazione, in particolare in sinistra idrografica, mantengono vasti lembi di neve vecchia, come non era dato di osservare da molti anni. In questo periodo, la snow-line temporanea si abbassa ben al di sotto dei 3000 m di quota. Le misure frontali presentano un inatteso progresso della colata, massimo in corrispondenza delle due digitazioni libere da impedimenti del substrato e più contenuto nei pressi degli altri settori della fronte, parzialmente ricoperti da morenico. L'anno idrologico 2000-2001 viene dunque a interrompere la precedente, lunga fase di forte contrazione del ghiacciaio, iniziata nel 1985. *Snow-line*: 3150 m. (L. Bolognini, A. Borghi, A. Galluccio, E. Peressini, S. Bettola). Variazione media annua: +15,5 m

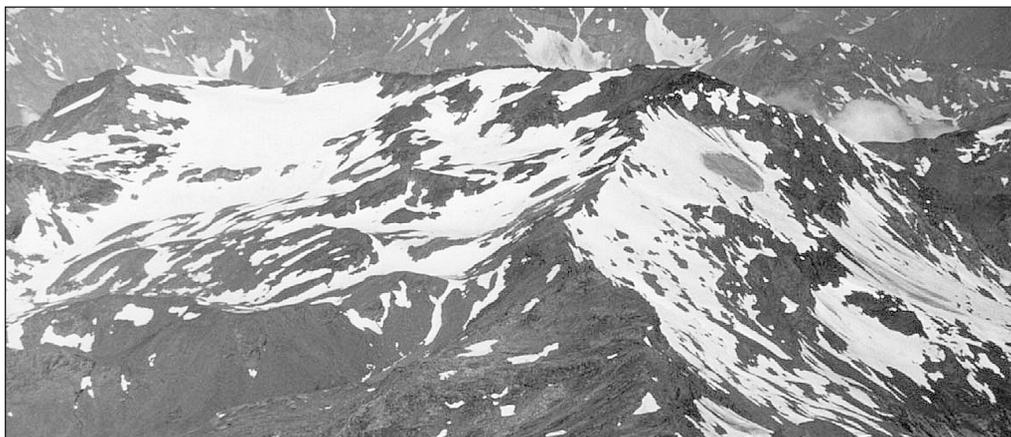


Foto 9: il Monte Sobretta ripreso il 26 agosto 2001. A sinistra il Ghiacciaio di Alpe Sud, sede del sito nivologico principale della Lombardia. Si noti la grande estensione dell'innevamento residuo (26 agosto, G. Cola).

Photo 9: the Monte Sobretta on the 26th August 2001. Left: the Alpe Sud Glacier hosting the main snow site of the Lombardy Region. The large dimensions of the residual snow cover are noteworthy (26th August, G. Cola).

519.0 ALPE SUD 2001.09.12 QMF: n. v. incremento forte
 Il ghiacciaio, che ospita quello che è il sito nivologico principale tra i 9 istituiti dal SGL sul territorio regionale ai fini del monitoraggio dell'evoluzione del manto nevoso annuale, è rimasto per tutta l'estate coperto di neve vecchia. L'accumulo, che ha portato a un bilancio di massa positivo per l'apposizione di un volume di nevato

corrispondente a 200.000-300.000 m³ di ghiaccio nuovo, si estende ben oltre i limiti perimetrali conosciuti, in modo che non è possibile rinvenire il margine frontale. La grande placca di ghiaccio morto staccatasi negli ultimi anni nel settore inferiore della colata si è rinsaldata al corpo principale del ghiacciaio, mentre la lunga barra rocciosa che aveva provocato questa separazione affiora oggi per poche decine di metri. L'intera testata della Valle dell'Alpe è occupata da nevai enormi, alcuni di oltre 15 ha di superficie, il cui spessore, indagato mediante sondaggi, varia da un minimo di 1,5 fino a un massimo di 3,5 m. Una revisione dell'iconografia permette di affermare che la situazione descritta è la più favorevole in assoluto da quando il ghiacciaio è oggetto di osservazioni (1925, A. Desio). *Snow-line*: 2950 m. (L. Bonetti, A. Galluccio, A. Praolini, E. Meraldi).

SETTORE ADAMELLO

Il settore montuoso ha beneficiato, nel corso dell'anno idrologico 2000-2001, di un eccezionale regime pluviometrico. L'estate, pur calda, soprattutto sul finire di agosto, non ha prodotto danni rilevanti all'accumulo annuale. In tal modo, tutte le unità osservate denunciano un rilevante recupero di massa: si osserva infatti un residuo nevoso di grandi dimensioni nella totalità dei siti nivo-glaciali e in molti altri extra-glaciali. Limitati settori dei ghiacciai più estesi, (l'Effluenza Mandrone del Ghiacciaio dell'Adamello, la lingua valliva del Ghiacciaio di Pìsgana Ovest, le fronti dei ghiacciai di Pìsgana Est e di Val Gallinera II, sono gli unici ambiti dove è visibile ghiaccio scoperto. Altrove è solo neve, straordinariamente compatta, estesa ben al di là dei confini perimetrali noti della maggior parte degli apparati. Per citare qualche caso particolare, in un panorama che appare uniforme, diciamo del Ghiacciaio di Salimmo, oggi di dimensioni inusitate rispetto al passato, della fusione tra i due glacionevati di Punta Venerocolo, della possibile, rapida e inattesa avanzata della fronte del Ghiacciaio di Aviole, della ricostituzione dei due glacionevati del Monte Avio. Una significativa battuta di arresto per quel processo di deglaciazione che avrebbe visto scomparire in pochi anni buona parte delle unità glaciali di piccole dimensioni di questo settore alpino.



Foto 10: la grande estensione di neve vecchia che ricopre il Ghiacciaio di Pìsgana Ovest (al centro) corrisponde, in termini di bilancio di massa, a un accumulo superiore ai 2 milioni di m³ di nuovo ghiaccio (26 agosto 2001, G. Cola).

Photo 10: the large dimensions of the old snow blanket covering the Pìsgana Ovest Glacier (centre) is equal, in terms of mass balance, to accumulation exceeding 2 millions m³ of new ice (26th August 2001, G. Cola).

577.0 PISGANA OVEST

2001.08.28

QMF 2565

stazionario

Si osserva la presenza di un ampio innevamento residuo, grazie al quale appaiono nettamente ridotte le dimensioni del *nunatak* centrale e il numero e l'estensione dei crepacci del settore mediano. Solo la parte terminale della lingua risulta non innevata, mentre le placche residuali poste a Ovest del corpo principale, nettamente separate nelle precedenti annate, appaiono ora saldate con esso. *Snow-line* identificabile attorno ai 2700 metri in data 28 agosto, mentre il 4 settembre l'apparato è ricoperto dalla neve caduta due giorni prima. Ampi nevai si rinvengono nelle zone limitrofe all'apparato. *Snow-line*: 2700 m. (A. Galluccio, M. Pala).

578.0 SALIMMO

2001.09.12

QMF: n.v.

incremento forte

Apporti di eccezionale spessore ed estesi ad ogni campo detritico rivestono la parete nord di Cima Salimmo, il cui aspetto risulta, per questo, sin quasi irriconoscibile. In particolare, si segnalano gli accumuli che ricoprono il largo canale ghiacciato in sinistra orografica, come pure il vasto e consistente "lenzuolo" nevoso di origine valanghiva che si adagia ai piedi della ripida parete. Questo si salda peraltro ai residui presenti nel

breve e più basso canale che incide il versante lungo il lato opposto. Infine, segnalazione particolare ci sembra meritare la presenza di un circoscritto ma ben evidente deposito che, poco oltre i limiti, peraltro assai poco chiari, dell'apparato, in direzione nord-est, occupa uno stretto canalino assumendo forma insolitamente convessa e certo tipica di ben altri ambiti alpini. (A. Galluccio, L. Bonardi).

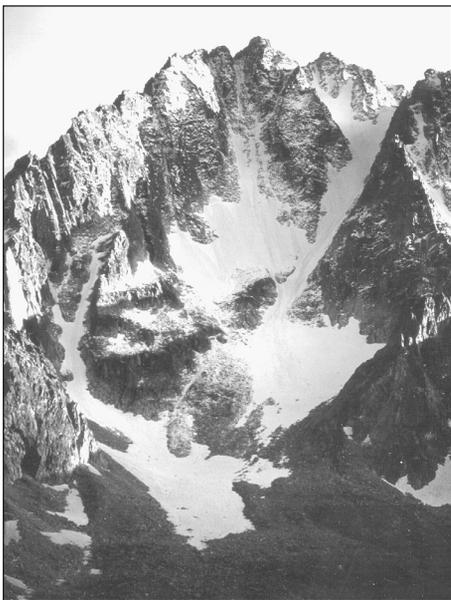


Foto 11: il versante Nord della Cima di Salimmo ospita una piccola unità glaciale, percorsa da una famosa via alpinistica, sino al 2000 in fase di dissoluzione e oggi ricostituita (12 settembre 2001, L. Bonardi).

Photo 11: the N side of the Cima di Salimmo hosts a small glacial unit crossed by a well-known alpine trail; the unit underwent a weathering process until 2000 but now it has re-formed (12 September 2001, L. Bonardi).

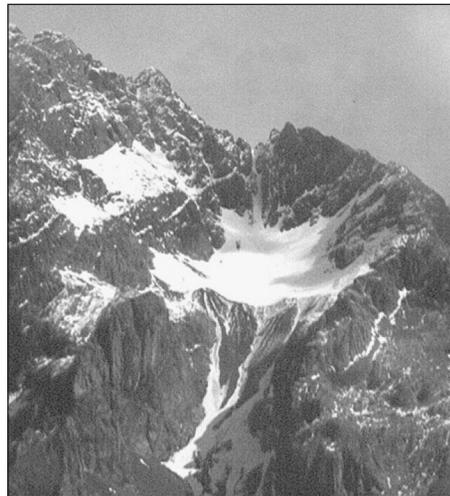


Foto 12: l'estinto Ghiacciaio Secreti (versante meridionale delle Alpi Orobie). Assieme al limitrofo Ghiacciaio di Redorta Inferiore, costituisce il caso più eclatante di ricostituzione, in una sola stagione, di una massa nivo-glaciale in Lombardia negli ultimi venti anni (15 settembre 2001, V. Bianchi).

Photo 12: the extinct Secreti Glacier (southern side of the Alpi Orobie). Together with the nearby Redorta Inferiore Glacier it represents the most incredible case in the past twenty years of a snow-ice mass in Lombardy re-forming in just one season (15th September 2001, V. Bianchi).

608.0 ADAMELLO

2001.09.04

QMF: 2580

stazionario

Effluenza Mandrone: si osserva la completa copertura nevosa dell'apparato, con nevai estesi oltre i margini frontali e laterali. Rispetto al 2000, nettamente meno evidenti appaiono così le fasce di seracchi e crepacci. Il lungo margine frontale palesa segni di stazionarietà se non addirittura di un lievissimo incremento. La snow-line non è identificabile con precisione anche se un'analisi comparata con gli apparati vicini e i nevai residui non presenti nel 1999 e nel 2000 permette di collocarla poco al di sopra del limite altimetrico della lingua.

Effluenza di Salarno, Conoide di Salarno: estesi accumuli nevosi occupano a fine stagione l'area proglaciale, tanto da rendere inutilizzabili la più parte dei segnali ivi posti negli ultimi anni. L'abbondante innevamento residuo ha determinato un notevole rimpinguamento del conoide di rimpasto, riportandolo a più antiche dimensioni. L'andamento assai favorevole dell'annata non ha tuttavia impedito il protrarsi di processi dinamici di segno negativo, peraltro attesi: ci riferiamo in particolare all'avvenuto distacco del settore frontale, con il conseguente isolamento di una notevole placca di ghiaccio (Ghiacciaio Baltzer). Attualmente, quindi, nell'area dell'effluenza trovano posto: la colata principale, a fronte articolata e pensile, attestata alla quota minima di 2850 m; il vecchio settore frontale, di circa 3,5 ha di superficie, con quota minima attorno ai 2720 m, alimentato dai crolli di ghiaccio in provenienza dal soprastante margine dell'Effluenza di Salarno e, in ultimo, il conoide estesamente morenizzato, che riceve apporti di crollo dall'Effluenza Corno di Salarno.

Ghiacciaio Baltzer: per il nuovo apparato, isolatosi nell'area occupata in precedenza dalla fronte dell'Effluenza di Salarno, si propone il nome di "Ghiacciaio Baltzer", in memoria dell'alpinista che, con il connazionale Siber-Gysi, giunse per questa via, per la prima volta, in vetta al Monte Adamello: era il 28 luglio 1869.

Snow-line: 2650 m (Effluenza Mandrone). (M. Pala, F. Pelosato, L. Bonardi).

SETTORE OROBIE

Siamo a descrivere un'annata eccezionale, che ha portato quantità di neve inusitate sui due versanti della catena montuosa. Le stime eseguite sui dati delle due stazioni meteorologiche orobiche di media quota utilizzate (Lago Venina, Gerola Alta), forniscono valori considerabili tra i massimi assoluti di sommatoria annua delle nevicate registrati nel territorio italiano: tra i 30 e i 40 m di neve fresca nel periodo settembre 2000-giugno 2001, oltre i 2500 m di quota. Alla fine della stagione estiva, tutti gli apparati del settore hanno così la possibilità di annettersi un incremento di massa da lieve a forte, con molti casi, alcuni clamorosi, di ricostituzione ex novo (ciò vale soprattutto per gli estinti ghiacciai di Redorta Inferiore, Secreti e Lago della Malgina). A migliorare ulteriormente una situazione già di per sé favorevolissima è venuta l'attività valanghiva, capace di colmare ogni più piccolo anfratto, sino a quote molto basse. La snow-line media risulta quindi posta a 2370 m sul versante Nord e a 2500 m su quello esposto a meridione: valori da Piccola Età Glaciale.



538.0 DRUET O VAGH

01.09.06

QMF: 2480

incremento lieve

L'eccezionale innevamento prodottosi nell'inverno ha notevolmente incrementato la massa dei ghiacciai della Valle Armisa. Dopo anni di accumuli scarsi o addirittura assenti, anche questo ghiacciaio si è così ricostituito nelle dimensioni che aveva negli Anni Ottanta. Su buona parte del corpo glaciale lo spessore della neve vecchia è superiore ai 5-6 m. Solo nella porzione inferiore destro-idrografica la neve residua lascia emergere una piccola porzione di superficie glaciale coperta di detriti. *Snow-line*: 2400 m circa. (M. Butti).



Foto 13 (sopra): i ghiacciai dei Cagamei (da sinistra: IV, III, II, I) al termine dell'estate. Si noti la vasta copertura nevosa residua (M. Butti, 5 settembre 2001).

Photo 13: (above) the Cagamei glaciers (from left: IV, III, II, I) at the end of summer. Please note the large residual snow cover (5th September 2001, M. Butti).

Foto 14: i ghiacciai di Druet o Vagh (a sinistra) e delle Fascere (a destra) sono tornati alle dimensioni che avevano nei primi anni Ottanta (6 settembre, M. Butti)

Photo 14: the Druet or Vagh Glacier (left) and the Fascere Glacier (right) have regained the same dimensions as in the early 80s, thanks to the excellent snowfall of the 2000-2001 hydrological year (6th September, M. Butti).

543.0 LUPO

2001.10.14

QMF: 2425

incremento lieve

Agli inizi di giugno, lo spessore della coltre nevosa, misurata presso i punti di controllo, è superiore ai 9 m, raggiungendo con tutta probabilità gli 11-12. In autunno, l'innnevamento residuo è ancora esteso e profondo: esso risparmia solo la parte frontale più ripida, continuandosi a valle della fronte fino a coprire per intero la zona recentemente abbandonata dal corpo glaciale nel corso del ritiro dell'ultimo decennio. Il confronto fotografico con il 2000 evidenzia l'enorme quantità di neve depostasi nella porzione superiore del ghiacciaio. Non sono stati ritrovati i vecchi segnali, coperti dall'accumulo descritto, mentre sono stati rinvenuti alcuni capisaldi dei predecessori (MC70, q. 2415 e N. 2, q. 2397 m). *Snow-line*: 2500 m. (M. Butti, S. D'Adda).

9703.0 SECRETI

2001.09.08

forma glaciale minore

Il bacino dell'estinto ghiacciaio appare riempito di neve vecchia. In fase di ricostituzione. (V. Bianchi).

7 – SYSTEMATIC PART

SECTOR: SPLUGA-LEI

Photo 1 (Suretta Sud Glacier): see page 144

This sector registered an unexpected year of recovery in terms of snow-ice mass on the whole mountain sector of the Valle di S. Giacomo. All the glacial bodies were completely covered by residual snow, which covered also large extra-glacial areas at the valleys' head. The figures gathered at the snow site of the Suretta Sud Glacier (photo 1) confirm the visual and photographic impressions; the amount of snow accumulation was, indeed, double or triple that of previous years. Some glacial areas (Val Loga and Calcagnolo Glaciers) even re-formed, while the snout of the Pizzo Ferrè Glacier kept on retreating despite the extremely positive annual balance, though the retreat could hardly be noticed. Val di Lei was not visited. The residual snow obstructed the survey of the four sample-glaciers.

371.0 SURETTA SUD 2001.08.25 QMF: 2685 slight growth
 On August 25th the glacier was completely covered with snow, with fields of old snow reaching and going beyond the old Pignanelli sign of 1953. On September 9th the situation was unchanged, thanks also to the contribution of abundant fresh supplies. The surveyed snow blanket was continuous and very hard; its thickness was on average 200 cm and even more. Consequently there were no crevasses on the glacier surface while the floating moraine had a different shape than in the past and seemed to be moving towards east. Some landslides occurred in the western sector (already in July) and in the NE sector. The snout limits was covered with 156 cm of thick snow. The topographic survey of the glacier was carried out with GPS. The annual mass balance is very positive. *Snow-line*: 2630 m. (P. Piccini, E. Congiu).

SECTOR: CODERA-MASINO

Photo 2 (Rasica Est Glacier): see page 145

The surveys indicate that the 2000-2001 hydrological year has been extremely favourable for the glaciers in this sector. Large residual snow covers, large avalanche bodies, snowfields of thick firn on usually uncovered areas were registered everywhere. As a result of this, the snow-glacial area underwent a clear planimetric increase. The Val Codera, or at least its upper reaches, was an exception; the accumulation, though definitely more abundant than in the past, was less consistent than in other valleys of this mountain group. The reason for this difference cannot be easily identified; it can presumably come from the geographic location of the valley being less influenced by the turbulence during the cold season. However, there could be other reasons, first of all the unfavourable position of the area where the January avalanches landed. The Sivigia NE Glacier, which is still the largest of this sector, is undergoing a shrinking phase since more than a decade, while all the other units registered a very positive balance thanks to the above-mentioned snow conditions.

399.0 RASICA EST 2001.09.08 QMF: n.v. uncertain
 The evolution of this glacier is still surprising and the possibility of a situation of physical balance seems to be fading away. Despite the abundant residual snow, the general disruption of the glacial mass was still proceeding; all sectors of the unit registered volume shrinkage, while the deeper crevasses and the results of the collapse at the change of inclination confirmed that the flow was subject to stretching from below. The situation was much more negative at the hydrographic right as a result of the basin's morphology directing the most abundant avalanche supplies toward the opposite side. The shrinking of this sector was such that it caused a clear dislocation of the snout. In the seracs one could see for the first time not only firn but also clear ice of deep origin, which is a proof of the strong ongoing rearrangement. Despite the abundant snow cover (5-6 m thick), the hanging upper stretch was separated from the glacial body. According to the detailed survey the snout underwent a slight retreat, which could not be quantified because of the presence of a snowfield that unevenly connected the internal snout's morainic arch with the seracs and the satellite stretches at the hydrographic left, thus hiding the measurement signs. The snowfield surface was dotted with *ice pillars*. Should the above, favourable snow conditions occur again in the future, the unit is likely to stabilise, using such huge pre-snout snow accumulation as a sort of distal support until the upper fields complete their transformation. *Snow-line*: 2710 m. (L. Trada, C. Lonardo, G. Grazi).

SECTOR: DISGRAZIA-MALLERO

Photo 3 (Vazzeda Glacier): see page 146

In the 2000-2001 hydrological year no other mountain sector in the Lombardy Region, except for the Alpi Orobie, registered such large and consistent residual snow cover at the end of the summer. The snow-line reached very low altitudes, which could not even be dreamt of in the past season. All the units were completely covered with old snow, except for the limited steep or terminal sectors at the lower elevations. Several million cubic metres of new ice are therefore going to feed the glacial basin with effects lasting for many years. The snouts, too, were covered with snow (except for those of the following glaciers: Ventina, Pizzo Ventina and Disgrazia); so at least they could be considered as stable. The minimum snout altitude refers therefore to the year 2000 in the highlighted cases, while only one of the glaciers visited could be surveyed because more than 50 markers were covered with snow.

425.0 VAZZEDA 2001.08.25 QMF: 2750 considerable growth
 The glacier was visited and surveyed on more than one occasion. The stratigraphic survey of the snow cover carried out on June 3rd provided max thickness values between 570 and 580 cm, definitely the highest since 1994. A 6-m high ranging rod was positioned near the excavation site; it emerged 20 cm from the snow cover. On July 21st the seasonal snow cover was still very abundant; the glacier's upper sector registered a thickness between 450 and 500 cm, while the numerous probes with a 5-m avalanche drills did not reach the old glacial surface. The ranging rod was then emerging 60 cm from a recent 30-cm thick snow layer undergoing a transformation. The average melting rate of the accumulation in the period between the two surveys (40 days) was about 1.6 cm per day. The accumulation could therefore keep well in the early summer. An avalanche affected the upper reaches of the glacier after the first on-site investigation. After a third survey on August 25th

and the pictures taken on September 12th, the last check of the 2000-2001 hydrological year was carried out on October 28th. On that day, the ranging rod emerged 90 cm from a recent 100 cm-thick layer formed by: 20 cm of insubstantial, powdery snow, 30 cm of humid snow, an ice lens of 1 cm and further 50 cm of transformed snow. Beneath this layer, the snow was impenetrable. The seasonal accumulation therefore reduced from 580 to 410 cm for a total of 170 cm in 117 days (1.5 cm/day). Considering an average density values for old snow (about 600 kg/m³) and an average thickness of about 370 cm for the whole glacier and assuming a total surface of 41 ha (revised 1998 figure), the annual mass balance was positive for nearly 1 million of m³ of future, new ice. The overall aspect of the glacial basin during the survey at the end of summer undoubtedly confirmed the exceptional situation. The old snow covered the whole unit extending below the snout for many dozens of metres and reaching both the Passo di Vazzeda and the southern slopes of the Cima di Val Bona. *Snow-line*: 2700 m. (M. Butti, V. Mariani, P. e G. Panza).

SECTOR: BERNINA

Photo 4 (Fellaria Est Glacier): see page 147

In September the residual snow cover was continuous, with a plurimetrical thickness above 3000 m of altitude on the north facing slopes, where the snow-line was located at about 2700 m. Thanks to avalanche residuals, the snow cover was present also at many other sites further down. The units facing south, instead, preserved the snow cover to 2950-3000 m; only the Fellaria Est Glacier registered a slightly higher altitude (3050 m). This glacier showed a clear snout advance for the first time since 1984, which was unexpected considering the large dimensions of the glacier. The glacial units have therefore benefited of this situation, some in a spectacular way, like in the case of the Bocchetta di Caspoggio and of the Marinelli Glacier, whose basins were completely covered by a huge layer of old snow; or in the case of the Varuna and Cima Fonta NE glaciers, the latter being anastomosed again, or of the Caspoggio and Cime Musella units (despite a strong snout retreat). The lake below the Cime Musella glacier, though located at a moderate altitude, has remained partially iced for the whole summer. Despite the positive year, the Scerscen Inferiore and Superiore were still affected by the continuation of the previous strong shrinkage. The two lobes of the northern branch of the former unit further flattened and shrank, while the two terminal seracs of the latter have clearly reduced, thus highlighting that it tends to gain a backward position, close to the altimetric level of the large accumulation plateau.

440.0 FELLARIA EST

01.09.27

QMF: 2560

slight growth

The huge valley tongue of the glacier, which was morphologically unchanged with respect of the previous surveys, registered a slight though significant advance (+ 4 m). This figure should be thoroughly analysed because there can be many causes for this phenomenon. The residual snow was thick and deep; it completely covered the upper large accumulation basin and the stretches of transformed snow reached 3050 m of altitude, thus covering most of the ablation tongue above the seracs. Below the seracs, the surface of the regenerated ice field, formed by the continuously collapsing glacial debris from above, was almost double than usual (7-8 ha). The lower limit of this accumulation was located at 2730m of altitude. *Snow-line*: 3050 m. (G. Catasta, M. Butti).

Annual average variation: + 4 m

SECTOR: SCALINO-PAINALE

Photo 5 (Pizzo Scalino Glacier): see page 148

11 out of 13 units were checked during the glaciological campaign in this sector. No measurements were possible because of the thick and hard residual snow cover and because of the presence of new snow for most of September. The summer thermal events, characterised by alternating warm and cold phases and followed by a particularly humid winter season, quickly transformed the residual snow and made it very hard. All the glaciers therefore registered mass growth.

443.0 PIZZO SCALINO

2001.09.12

QMF: 2585

slight growth

Most of the glacier was covered by a thick and hard accumulation of residual snow. Only the steepest part located above the snout was characterised by some open crevasses. Such a situation has never been observed since the 60s-70s. The snow covered most of the rocky islets recently emerged and the talus accumulation deposited below the Cima di Val Fontana. *Snow-line*: 2500 m. (M. Butti).

SECTOR: DOSDE'-PIAZZI

Photo 6 (Motti Glacier): see page 149

Very thick avalanche bodies up to 2300 m of altitude, snowfields everywhere, rocky canals transformed into icy slides, spotless glaciers: this is the view offered by the mountains of this sector during the 2001 summer. The past year was memorable from the glacial point of view; it marked a considerable trend reversal versus the previous year. On the northern side the snow-line was located at about 2700 m of altitude, while on the southern side its altitude was difficult to determine, though presumably low, because of avalanche residuals. All the glacial basins registered a strong mass recovery, consequence of the reduced summer ablation. Only limited sectors with high inclination lost the seasonal snow cover when their surface was not covered with *overlaid ice*. Only the Val Lia and the Dosdè Est Glaciers were an exception, because they were still affected by the previous considerable shrinkage; although they were well covered with snow, they registered a limited though clear snout retreat. Some glaciers re-formed, above all in the Vallone di Campaccio (Campaccio, Sasso Torto and Motti glaciers) and in the Val Viola (Cima di Lago Spalmo Ovest, Cantone di Dosdè I, Cima Dugorale).

9401.0 MOTTI

2001.08.15

minor glacial formation

This residual unit, which was declared extinct many decades ago, registered this year an exceptional situation, which allowed the re-forming of a real glacial unit. The residual accumulation, mostly formed by overlapping avalanche bodies, was indeed large and very thick and it occupied the area defined by the 1981 CTR survey, practically the whole basin above the historical moraines. Other avalanche masses were located down below to 2550 m of altitude, while a large and thick snowfield re-formed in the narrow and high cirque located further north. *Snow-line*: 2700 m. (L. Bonetti, A. Galluccio).

473.0 DOSDE' EST

2001.09.07

QMF: 2560

moderate shrinkage

At the culmination of a retreat phase already lasting 15 years, the glacier's snout abandoned also the plateau uncovered during the 90s and it was now located at the lower border of the slope above. The terminal tongue was unitary as it lost the three

lobes characterizing the front during the advance phase ended in 1985. Only one portion of the westernmost lobe, formed by dead ice, was located below the talus at the base of the rocks supporting the snout of the Dosedè Centrale I Glacier. The review of the GG series markers (1985) indicated that the retreat of the front since 1999 was slowing down its past pace, though the lack of measurements in 2000 did not allow a more accurate determination. Of the two bédrières cutting the terminal part of the glacier until last year, the left one was no longer visible because it was probably filled with firn, while the right one was considerably reduced and no longer fed by running water. The glacier was almost completely covered with old snow until the third decade of August with its temporary lower limit at about 2600 m. The warm phase of the last part of the month made such altitude rise of about 80 m; this was the best snow figure since 1982, whereby nearly 80% of the surface was covered with residual snow. *Snow-line*: 2680 m. (A. Galluccio, P. Farioli, S. Mauri).

Average annual variation: -19,5 m (1998-1999)

SUB-SECTOR: LIVIGNO

Photo 7 (NE side of the Pizzo Filone): see page 150

In September the seasonal snow blanket completely covered all the glacial units of the valley so that the planned detailed investigation on the consistency of the glacial resources in this sub-sector could not be carried out. The few surveys indicated that the mountains have transformed. The snowfields were everywhere, on the glaciers but also in other places where they lacked for decades, together with many avalanche cones that “survived” the summer. In the Valle delle Mine, the head morainic step reminded of a well-known image of Nangeroni (1932), even though the local glaciological reality is rather different, as proved by the emerging signs of a fifteen years-long considerable shrinkage. The remote northern cirque of the Cassa del Ferro, the highest in the Livignasco, is still of great glacial interest; the deep valley, which is crossed by historical moraines, kept a remarkably thick residual snow cover like it never happened since 1950.

988.0 PIZZO FILONE SE

2001.08.28

QMF: n.v.

slight growth

Large patches of old snow occupied the cirque-deep valley where the residuals of the old glacier were laid, thus hiding it. Such seasonal accumulation had a plurimetrical thickness on the bottom of the basin, where the avalanche masses deposited. The annual mass balance was certainly favourable, even though it was not possible to evaluate the present dimensions of the unit due to the above conditions. *Snow-line*: 2790 m. (A. Galluccio, L. Bonetti).

9405.0 PIZZO FILONE CENTRALE

2001.08.28

minor glacial formation

The detrital-rocky cirque was located north of the Pizzo Filone peak (3133 m) in a central position with respect to the two adjacent and similar formations cutting the mountain's northern side opening onto the Vallaccia. This year it hosted a 6-ha large snowfield, which seemed to be thicker in its lower part, where the avalanches forming it stopped. The snow mass was abundant also in the top part, even though it was cut by limited outcrops of the substrate at the hydrographic left. The aspect of the mountain was therefore similar to the one showed during the short re-glaciation phase of the late 70s. *Snow-line*: 2800 m. (A. Galluccio, L. Bonetti).

SECTOR: ORTLES-CEVEDALE

Photo 8 (Vitelli Glacier) and 9 (the Monte Sobretta): see pages 151 and 152

The Alpe Sud Glacier, where the main snow sites of the Monte Sobretta is located, has been characterized by an exemplary situation. It was not possible to establish the exact perimetral borders of the unit for the whole summer, as it was completely covered by a 3 m-deep layer of chalky snow. This snow shield managed to strongly oppose the summer heat. Only the terminal parts (glaciers: Forni, Cedec, Dosegù, Zebrù) and some steep protrusion emerged from the snow (glaciers: Sobretta NE Sup. and Tresero). The streams kept a poor water regime until the 20th August. Then on August 31st the ablation was sharply interrupted and never started again. These considerations become more important when taking into account that the eastern Alta Valtellina is the least humid segment of the Lombardy mountains. Except for one part of the snout of the Forni Glacier, retreating 21m, all the other surveys registered moderate shrinkage, while the snout of five units advanced (glaciers: Col de la Mare I, S. Giacomo W, P. Tresero SW, P. Pedranzini, Dosegù: the advance of the latter represents the most significant case of the whole 2001 glaciological campaign in Lombardy). 10 units out of the 28 surveyed registered growth, 13 were unchanged, 4 underwent shrinkage, and one was a minor glacial formation. The weighted mean of 85% of the growing or unchanged units determined the sign of the year very well. Only the Campo, Forni and Tresero glaciers outlined a slightly negative mass balance, while Vitelli underwent a strong re-dimensioning.

482.0 VITELLI

2001.08.22

QMF: n.v.

considerable shrinkage

The fast and gradual thinning of this glacial unit was still ongoing; it could be observed especially in the snout sector and in the medial part of the valley tongue. The first sector, which had undergone serious rearrangement already in the past years, completely collapsed, so that the portion to the hydrographic left has disappeared, while the residual right portion was affected by the disjunction of a large lens of dead ice. The rocky outcrops were more and more evident on the medial part of the glacier. This phenomenon shall cause the subdivision of the tongue into two different branches, one below the southern side of the Monte Cristallo and one close to the Cima Nagler. The latter was the residual of one of the most beautiful and big seracs of the Lombardy mountains. The abundant seasonal residual snow opposed these clear and serious involutions; the snow cover was continuous above 3050 m of altitude and extended down below, with disjointed stretches, both on the snout sector and on the extra-glacial area of the head of the Valle dei Vitelli. *Snow-line*: 3050 m. (F. Righetti).

506.1 COL DE LA MARE I

2001.08.24

QMF: 2730

slight growth

A large avalanche residual (about 8 ha) occupied most of the glacier's ablation tongue, so that at the end of August nearly 70% of the whole surface was covered with old snow. Such figure cannot even be compared to the similar one registered during the rare, previous favourable seasons (like in 1984). The snout registered a positive variation after about 20 years of continuous retreat, although its morphological features were certainly not typical of a growing glacier. The marker NR 2

(positioned in 2000) on a sector free from moraines, registered on one hand a growth of more than 12 m, on the other hand an eroded snout tongue raising above the substrate. The snout fluctuations at the marker NR 1 was also slightly positive (+ 1). *Snow-line*: 2850 m. (A. Galluccio, I. Galluccio, P. Gorni, C. Cola). Average annual variation: + 6,5 m

507.0 PALON DE LA MARE 01.08.26 QMF: 3000 slight growth
 Until 10 years ago, the glacier front had two distinct lobes, which buried their terminuses under the drift of their morainic valleys, plus another lobe hanging on the rocky falls in front of the Forni Glacier. Now the first two lobes have disappeared and the whole snout, north of the big rocky step at 3008 m, was characterized by an even edge; the third lobe, retreating to the upper plateau, was about to abandon the valley that hosted it for many years. Plenty of old snow covered the glacial body up to the snout border and the above valleys, of which one was filled with hard snow. Fresh snow supplies (30-40 cm) covered the snout, which particularly flattened at the marker NR 2. *Snow-line*: 3100 m. (A. C. Galluccio, V. Bianchi, G. Cola). Average annual variation: - 3 m

507.1 FORNI 2001.09.16 QMF: 2500 slight shrinkage
 The start of ice melting was delayed by about one month when compared to the previous years; the snow, indeed, disappeared from the valley tongue only at the end of July. The altimetric level of the residual snow at the end of summer in the western and central basins was located slightly above 2800 m, and at about 2950 m in the eastern sector, which was affected by the less favourable conformation and exposure. The snout underwent remarkable shrinkage, which deeply changed its aspect; the typical trident shape, which was still visible at the end of the 90s, turned into a lance-shaped outline with the huge medial moraine in a forward position. The meltwater was feeding two streams with almost equal flows emerging from the two opposite sides of the tongue, the western one through a suggestive mouth at 2500 m and the eastern one in a backward position at about 2570 m from the right side. Following the abundant rainfall during the 2000 autumn, the localised weathering on the internal side of the right-hydrographic historical moraine below the tongue's inlet further proceeded. This phenomenon had the typical features of a real landslide involving a surface of nearly 2 ha. A 2-3 m high-disjoined niche could be observed at 2650 m, parallel to the moraine. Inside the landslide material a deep gorge formed, with a streamlet, fed by a source appeared at about 2630 m, flowing at its bottom. No watercourses have ever been observed in this area before. The weathering also affected one part of the "Sentiero Glaciologico del Centenario", that was cancelled and replaced by a chaotic and muddy mass of debris. The landslide movement developed according to the following patterns: 1) as a result of the thickness reduction of the glacial tongue, the ice-core internal side of the right moraine was no longer supported; sliding and flowing phenomena of the fine surface materials were triggered off, thus uncovering the ice core itself; 2) prolonged rainy periods caused the further water absorption by the materials forming the moraine, that were already soaked with the meltwater of the ice core; 3) the slope collapsed by moving along a sliding surface formed by buried ice until the landslide bottom laid on the glacial surface and stopped; 4) new cracks formed behind the disjoined niche; they allowed the landslide to involve larger and larger areas. Part of the water directed along the southern side of the Palon de la Mare towards the outside flat border of the Little Ice Age moraine probably contributed. Such stagnation of the meteoric water could also have favoured the filtering into the morainic edge. *Snow-line*: 2900 m. (G. Cola, G. Casartelli (CGI), A. Galluccio, A. C. Galluccio). Average annual variation: - 12 m

512.1 DOSEGU' 2001.09.09 QMF: 2800 moderate growth
 The seasonal snow feeding of the accumulation plateau and of the head slopes was exceptional in terms of both dimensions and thickness. Until the third decade of August the medial seracs, too, and the upper part of the ablation tongue, in particular at the hydrographic left, kept large patches of old snow like never before since many years. In this period, the temporary snow-line was located far below 3000 m of altitude. The snout's survey registered an unexpected flow advance with max value at the two tongues free from the substrate's obstacles and with a limited value at the other snout sectors partially covered with moraines. The 2000-2001 hydrological year has therefore broken the previous, long and remarkable shrinking phase of the glacier, which started in 1985. *Snow-line*: 3150 m. (L. Bolognini, A. Borghi, A. Galluccio, E. Peressini, S. Bettola). Average annual variation: + 15,5 m

519.0 ALPE SUD 2001.09.12 QMF: n. v. considerable growth
 The glacier hosts the main snow site out of the 9 sites established by the SGL on the regional territory in order to monitor the evolution of the annual snow cover. It was covered with old snow for the whole summer. The accumulation extended far beyond the known perimetral borders so that it was not possible to identify the snout end; by depositing a volume of firn equal to 200.000-300.000 m³ of new ice, it made the mass balance positive. The stretch of dead ice, which disjoined over the past years in the lower sector of the flow, re-joined with the glacier's main body, while the long rocky bar, which caused the disjunction, still emerged of few dozens of metres. The whole head of the Valle dell'Alpe was occupied by huge snowfields, some having a surface exceeding 15 ha; their surveyed thickness varied from a minimum of 1.5 to a maximum of 3.5 m. By reviewing the iconography one can confirm that the above situation has been the most favourable since this glacier started to be surveyed. (1925, A. Desio). *Snow-line*: 2950 m. (L. Bonetti, A. Galluccio, A. Praolini, E. Meraldi).

SECTOR: ADAMELLO

Photo 10 (Pisgana Ovest Glacier) and 11 (Salimmo Glacier): see pages 153 and 154

This mountain sector took advantage of an exceptional pluviometric regime during the 2000-2001 hydrological year. Although the summer was rather hot especially at the end of August, it did not cause relevant damage to the annual accumulation. All the surveyed units registered significant mass growth; the residual snow cover was indeed large on all the snow-glacial sites and on many other extra-glacial ones. Limited sectors of the largest glaciers (the Mandrone Outflow of the Adamello Glacier, the valley tongue of the Pisgana Ovest Glacier, the snouts of the Pisgana Est and Val di Gallinera II

glaciers) were the only areas where uncovered ice was visible. Anywhere else there was extraordinary hard snow extending far beyond the known perimetral borders of most of the units. In this apparently uniform scenario, some particular cases should be mentioned: the Salimmo Glacier, that now has unusual dimensions compared to the past, the joining of the two glacierette of the Punta Venerocolo, the possible, fast and unexpected advance of the snout of the Avio Glacier, the re-forming of the two glacierette of the Monte Avio. These cases represent a significant pause for that deglaciation process which would have made most of the small units of this sector disappear in few years.

577.0 PISGANA OVEST 2001.08.28 QMF: 2565 unchanged
Thanks to the visible presence of a large residual snow cover, the dimensions of the central nunatak and the number and dimensions of the crevasses of the medial sector clearly reduced. Only the terminal part of the tongue was uncovered, while the small residual stretches located west of the main body, which clearly separated in the previous years, seemed to have re-joined with it. On August 28th the snow-line could be identified at 2700 m, while on September 4th the unit was covered with the snow fallen two days before. Large snowfields could be observed along the bordering areas. *Snow-line*: 2700 m. (A. Galluccio, M. Pala).

578.0 SALIMMO 2001.09.12 QMF: n.v. considerable growth
Exceptionally thick snow supplies extending on each debris field covered the north wall of the Cima Salimmo, which could therefore hardly be recognised. In particular, the accumulation covering the large icy gorge at the orographic left, as well as the large and thick snow blanket of avalanche origin at the bottom of the steep wall are noteworthy. The latter joined the residual snow in the short and lower gorge cutting the slope along the opposite side. Finally, particular attention should be paid to the limited though well-visible deposit, which occupied a narrow canal beyond the very unclear unit's borders towards north-east, thus having an unusually convex shape typical of other different alpine environments. (A. Galluccio, L. Bonardi).

608.0 ADAMELLO 2001.09.04 QMF: 2580 unchanged
Mandrone Outflow: the unit was completely covered with snow; large snowfields were located beyond the snout's and lateral borders. In comparison with 2000, the strips of seracs and crevasses were definitely less evident. The long snout's borders clearly showed unchanged conditions, if not even of a slight growth. The snow-line was not accurately identifiable, even though a comparative analysis with the nearby units and the residual snowfields that were not present in 1999 and 2000 would position it slightly above the tongue altimetric limit. Salarno Outflow, Salarno Cone: large snow accumulation occupied the proglacial area at the season's end, so that most of the markers positioned there over the past years could not be used. The abundant residual snow cover caused a remarkable filling of the fan, which regained its previous size. The extremely favourable conditions of the year could not however obstruct the prolonging of the negative dynamic processes, which were anyway expected; reference is made in particular to the occurred disjunction of the snout sector consequently isolating a huge stretch of ice (Baltzer Glacier). The outflow area was occupied by: the main flow with uneven and hanging snout, located at the min altitude of 2850 m; the old snout sector with a surface of about 3.5 ha, with the min altitude at about 2750 m, fed by ice collapse coming from the above border of the Salarno Effluenza and, finally, the cone largely covered with moraine, which received collapse supplies from the Corno di Salarno Outflow. Baltzer Glacier: the new unit, which isolated in the area previously occupied by the Salarno Outflow, is named Baltzer Glacier, in memory of the alpinist, who, together with his compatriot Siber-Gysi, reached the peak of Monte Adamello for the first time on 28th July 1869. *Snow-line*: 2650 m. (M. Pala, F. Pelosato, L. Bonardi).

SECTOR: OROBIE *Photo 12 (Secreti Glacier), 13 (Cagamei Glaciers) and 14 (Druet and Vagh glaciers): see pages 154 and 155*
An exceptional year carried unusual quantities of snow on both sides of the mountain group. The estimates on the figures coming from the two medium altitude meteorological stations (Lago Venina, Geroal Alta) provided values that can be considered amongst the absolute maximum of annual snowfalls ever registered in Italy, i.e. between 30 and 40 m of fresh snow in the period September 2000-June 2001 above 2500m. At the end of the summer season all the units in this sector could register a slight or considerable mass growth and, in some cases, even completely re-formed (above all in the case of the extinct glaciers of Redorta Inferiore, Secreti and Lago della Malgina). The avalanche activity further improved this extremely favourable situation; it filled every single small winding ravine to very low altitudes. The average snow-line was therefore located at 2370 m on the north side and at 2500 m on the one facing south, like in the Little Ice Age.

538.0 DRUET OR VAGH 01.09.06 QMF: 2480 slight growth
The exceptional winter snow cover considerably increased the Valle Armisa Glaciers' mass. After some years of little or even no accumulation, this glacier re-formed with the same dimensions as in the 80s. The snow thickness exceeded 5-6 m over most of the glacial body. As a result of the residual snow cover a small part of the glacial surface covered with debris could emerge only in the lower sector at the hydrographic right. *Snow-line*: about 2400 m. (M. Butti).

543.0 LUPO 2001.10.14 QMF: 2425 slight growth
At the beginning of June the thickness of the snow cover surveyed at the check-points exceeded 9 m and most probably reached 11-12 m. In autumn, the residual snow cover was still large and deep, except for the steeper snout sector; it continued on the area below the snout, recovering the area that had been recently abandoned by the glacial body during the retreat phase of the past decade. The photographic comparison with the year 2000 outlines the huge quantity of snow deposited on the glacier's upper part. No markers could be located, as they were buried under the snow, while some markers left by our predecessors were found (MC70, 2415 m and N2, 2397 m). *Snow-line*: 2500 m. (M. Butti, S. D'Adda).

9703.0 SECRETI 2001.09.08 minor glacial formation
The basin of the extinct glacier was completely filled with old snow. It was clearly re-forming. (A. Meani, V. Bianchi).

SERVIZIO GLACIOLOGICO ALTO ADIGE (S.G.A.A. – C.A.I.)

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2001

Settore Alto Adige – Südtirol

Organizzazione, revisione scientifica e stesura della nota nivometeorologica: Franco Secchieri ()*
Nivometeorologia: Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano

*ELENCO DEGLI OPERATORI CHE HANNO PARTECIPATO ALLA
 CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2001*

Barison G., Belli L., Belli G., Bruschi P., Da Re R., Degli Esposti P.P., Gianni M., Longhino R., Marchetto B.G., Olivieri L., Pastori L., Pegolotti M., Petronella M., Rosa S., Sabbadini M., Sartori G., Secchieri F., Tomaselli L., Tumler M., Zanotto C.

1 - GENERALITA'

La campagna glaciologica effettuata nel 2001 dagli operatori del S.G.A.A. ha interessato 26 ghiacciai ubicati nel territorio della Provincia Autonoma di Bolzano. Pur essendo alquanto limitato il numero dei rilievi eseguiti, i dati che se ne ricavano appaiono tuttavia sufficienti a fornire una visione significativa dell'andamento del glacialismo alto-atesino nell'anno idrologico 2000-2001. A tale proposito vale la pena di sottolineare l'importanza delle osservazioni che emergono dai singoli rilievi, soprattutto se correlate all'eccezionalità dell'annata sia dal punto di vista delle temperature sia delle precipitazioni, in modo particolare di quelle a carattere nevoso. I valori di queste ultime, infatti, delineano un quadro meteorologico e climatico molto diverso dalle medie caratteristiche del lungo periodo, mentre l'emergenza di spiccate anomalie si evidenzia ancor più dall'analisi della scansione stagionale dei dati termopluviometrici. Per tale motivo si è ritenuto opportuno illustrare la cronaca meteorologica mensile al fine di contribuire a una migliore comprensione delle situazioni rilevate per i singoli ghiacciai nel corso dei sopralluoghi.

L'eccezionale andamento climatico dell'annata trova così un preciso riscontro nello stato in cui sono stati osservati molti apparati glaciali al termine della stagione di ablazione, caratterizzato da una rilevante estensione del manto nevoso residuo e dalla permanenza di vaste placche di nevato anche al di fuori delle superfici glaciali. Per alcuni ghiacciai, in particolare, si constata la ridottissima o nulla ablazione netta, la mancanza cioè di fusione della superficie del ghiaccio anche nel bacino ablatore, che dunque ha avuto quest'anno estensioni minime, con un conseguente bilancio di massa assolutamente positivo.

Se da una parte una simile condizione risulta molto efficace ai fini dell'alimentazione dei ghiacciai, d'altro canto essa costituisce un ostacolo rilevante per la lettura dei dati di variazione frontale, soprattutto in quei casi in cui la cui fronte si presenta coperta, o meglio, il suo limite inferiore non è identificabile a causa della presenza di innevamento residuo. Per queste specifiche situazioni si è scelto di assegnare al ghiacciaio una variazione lineare nulla. Una valutazione, quest'ultima, non certo esente da incertezze: infatti, dato che la fronte è rimasta protetta dalla copertura invernale per l'intera stagione di ablazione, impedendo così la fusione del ghiaccio, è ipotizzabile che non solo non si sia verificata una riduzione di massa o un arretramento, ma anzi che il suddetto valore nullo sia da considerarsi approssimato per difetto, essendo stato possibile un progresso frontale, anche se di modesta entità. I casi particolarmente complessi sono stati comunque descritti nel dettaglio.

(*) coordinatore del Servizio Glaciologico Alto Adige (S.G.A.A.) del Club Alpino Italiano.



Foto 1: i ghiacciai di Zai di Mezzo e di Dentro (Valle di Solda), visti dalla Croda di Cengles. I ghiacciai sono dominati dalla Cima dell'Angelo Grande, il primo, e dalla Cima Vertana, il secondo. Sullo sfondo le due cime del Monte Cevedale. Si noti l'abbondante innevamento residuo, carattere saliente dell'anno idrologico 2000-2001 (ottobre 2001, M. Pegolotti).

Photo 1: the Zai di Mezzo and Dentro Glaciers (Valle di Solda) shot from the Croda di Cengles. The former is dominated by the Cima dell'Angelo Grande, the latter by the Cima Vertana. In the background, the two peaks of the Monte Cevedale. The abundant residual snow cover characterising the 2000-2001 hydrological year is noteworthy (October 2001, M. Pegolotti).

In aree di limitata estensione, su alcuni apparati, è stata osservata un'altra situazione che ha suscitato qualche dubbio interpretativo: si tratta di superfici apparentemente costituite da ghiaccio glabro, cosa che fa pensare all'esaurimento completo della copertura residua locale, mentre non è da escludere possa trattarsi di ghiaccio stagionale di diversa origine (*ghiaccio sovrimposto*).

Un'ultima anomalia, tra le diverse succedutesi in questa annata, riguarda le condizioni meteorologiche verificatesi nei mesi di settembre e ottobre 2001, quando i consueti processi evolutivi della copertura nevosa si sono di fatto invertiti: infatti, mentre settembre si è presentato alquanto nevoso e freddo, determinando la precoce chiusura della stagione di ablazione, ottobre ha avuto al contrario caratteristiche climatiche opposte, con temperature così miti da portare, alle quote più basse, alla fusione del manto nevoso autunnale. Un evento, questo, che ha consentito in qualche caso di effettuare quei rilievi glaciologici, come le misure di variazione frontale, antecedentemente impediti dalle avverse condizioni ambientali.

Va detto infine che, mese di settembre a parte, il prologo della stagione fredda 2001-2002 presenta caratteri di eccezionalità diametralmente opposti a quelli della precedente: si rileva infatti un fortissimo deficit di accumulo che porterà a ripercussioni negative per il bilancio glaciale, sopprimendo l'illusione di una inversione di tendenza delle recenti dinamiche climatiche.

2 - ANDAMENTO NIVO-METEOROLOGICO DELL'ANNO IDROLOGICO 2000-2001 NELLE ALPI ORIENTALI ITALIANE

L'andamento meteorologico dell'anno idrologico 2000-2001 viene qui ricostruito sulla base delle osservazioni e dei dati ricavati dai rapporti mensili dell'Ufficio Idrografico della Provincia Autonoma di Bolzano (*Climareport*) per le stazioni a valle e mediante quelli relativi a tre stazioni di media quota: Melago (1915 m), Diga del Gioveretto (1851 m), Fontana Bianca (1900 m). L'annata in oggetto è stata talmente particolare che si ritiene interessante evidenziarne i caratteri meteorologici più significativi mese per mese. Va anche rilevato come, per una migliore valutazione degli eventi con finalità di carattere glaciologico, sia

più opportuna proprio l'analisi effettuata secondo la scansione dell'anno idrologico, quindi dall'ottobre 2000 al settembre 2001, anziché quella riferita all'anno solare, dato che in tal modo possono essere messi in evidenza i diversi quadri stagionali, e soprattutto quelli autunnale e invernale che maggiormente si sono differenziati rispetto ai decenni precedenti. A tal fine i dati (T e P) sono stati confrontati con le medie relative ai periodi 1960-1990 e 1921-2000 (vedi "*Sintesi termopluiometrica*" alla fine di ogni paragrafo).

Ottobre 2000 - Sino dall'esordio, l'anno idrologico 2000-2001 presenta una marcata caratterizzazione climatica, che si discosta notevolmente dalle medie del periodo 1960-1990: nei primi giorni di ottobre, infatti, alcuni sistemi frontali attraversano il settore alpino portando consistenti precipitazioni nevose che si abbassano sino ai 1200 m di quota. La dinamicità delle configurazioni bariche determina situazioni molto diversificate anche nel breve periodo: il giorno 13 il limite inferiore della neve sale addirittura oltre i 3000 m e le precipitazioni risultano molto abbondanti, tanto da determinare un grave pericolo alluvionale, rischio tuttavia scongiurato in Alto Adige per il rapido movimento verso Ovest della depressione che va invece a scaricare i suoi disastrosi effetti sull'Arco Alpino occidentale. Dopo un intervallo di tempo quasi estivo, verso fine mese tornano intense precipitazioni. *Sintesi termopluiometrica*: T: > del 10%; P: > del 100-200 %.

Novembre 2000 - Nella prima decade si registrano nevicate fino ai 900 m di quota, limite che risale poi tra i 1800 e 2300 m. Nella seconda decade, a fasi di variabilità si alternano condizioni perturbate, con forti precipitazioni, specialmente nei giorni 17 e 18, quando assumono forma solida sino ai fondovalle. La terza decade trascorre all'insegna della variabilità, pur sempre in presenza di precipitazioni significative: a titolo di curiosità si ricorda il particolare episodio termico del giorno 28, quando la temperatura si innalza di ben 10 °C in sole 6 ore. Questo mese risulta il più piovoso degli ultimi 80 anni (i dati precedenti al 1921 non sono confrontabili). *Sintesi termopluiometrica*: T: attorno alla media; P: > del 500 % circa, sino al 600 % (Merano).

I giorni piovosi dei mesi di ottobre e novembre sono 32 rispetto una media di 13 (periodo 1921-2000). L'analisi dei dati delle tre stazioni di media quota sottolinea l'eccellenza del bimestre, anche se si registrano diversità legate a fattori prevalentemente orografici: infatti, presso Melago si hanno 226 mm contro i 472 del Gioveretto e i ben 708 di Fontana Bianca. Riguardo a quest'ultima località si nota una netta differenziazione anche dal punto di vista termico, essendo 0 °C la sua temperatura del bimestre (1,5 °C a Gioveretto e 1,6 °C a Melago).

Dicembre 2000 - La configurazione barica generale determina nei primi dieci giorni del mese una pronunciata variabilità, connotata dal transito di perturbazioni a carattere relativamente caldo, tanto che le precipitazioni nevose difficilmente scendono al di sotto dei 2000 m di quota. All'inizio della seconda decade il tempo è di tipo anticiclonico e lo 0 °C termico sale oltre i 3000 m. Bisogna attendere il giorno 15 per registrare nevicate sino agli 800-1200 m di quota. Segue un breve periodo soleggiato, a volte caratterizzato da venti di caduta. Verso la fine del mese tornano alcune sporadiche precipitazioni e il periodo si chiude con un netto calo delle temperature. *Sintesi termopluiometrica*: T: > di 0,5-1 °C; P: < del 25% circa.

Dall'analisi complessiva dell'andamento termopluiometrico dell'anno solare 2000, si evidenzia come solo i mesi di ottobre e novembre si discostino in modo significativo dalle medie di riferimento.

Gennaio 2001 - I primi giorni del mese presentano una moderata instabilità, con temperature abbastanza elevate per il periodo e tali da determinare nelle valli precipitazioni piovose continue e copiose che risalgono fino alla quota di circa 2400 m tra il 6 e il 7. Alla metà del mese, l'instaurarsi di una alta pressione porta diversi giorni di tempo buono, interrotto soltanto il giorno 18. Il mese termina con un periodo di variabilità, a tratti perturbata per il passaggio di fronti di moderata intensità. *Sintesi termopluiometrica*: T: > di 0,3 °C; P: > da 2 a 3 volte rispetto alla media, specialmente in alta quota.

Febbraio 2001 - Il Föhn è l'interprete principale dei primi giorni del mese, diversificando tra l'altro nettamente le condizioni atmosferiche delle quote più elevate rispetto ai fondovalle. Situazioni di spiccata variabilità, senza episodi particolarmente intensi, si susseguono per l'intero mese: sempre a causa delle situazioni bariche che favoriscono i venti di caduta, si hanno precipitazioni consistenti soltanto sulle creste di confine, mentre nelle zone meridionali (anche nelle Dolomiti) e nei fondovalle non si registrano episodi significativi. Vale la pena di ricordare che a Bolzano i giorni piovosi sono stati soltanto due. *Sintesi termopluiometrica*: T: > di 1,4 °C nelle valli per effetto del Föhn; P: < di 11 mm, tranne che a ridosso delle creste di confine.

Marzo 2001 - Nel corso della prima metà del mese, si susseguono alcune perturbazioni che portano precipitazioni abbondanti con limite delle nevicate talvolta elevato a causa delle temperature miti. Soltanto il giorno 13 la neve scende ai 1000 m di quota. La seconda quindicina del mese inizia con una certa variabilità, cui segue l'ingresso di perturbazioni intense che determinano forti temporali il giorno 25, con il limite altimetrico della neve ancora attorno ai 1000 m. *Sintesi termopluviometrica: T: > di 1,9 °C; P: > del 200-300 %.*

Aprile 2001 - I caratteri termopluviometrici di questo mese contribuiscono fortemente al carattere di eccezionalità complessivo dell'annata in esame. Infatti, ai pochi giorni di bel tempo iniziali, segue già a partire dal giorno 5 un periodo fortemente perturbato con precipitazioni nevose abbondanti. La massima intensità delle nevicate si raggiunge però nella terza decade quando, a causa di una profonda depressione sulle Alpi, il limite delle nevicate si abbassa fino ai 600 m di quota, con apporti superiori al metro di neve fresca in quota. *Sintesi termopluviometrica: T: < di 0,8 °C; P > di poco, con punte fino al 90%.*

Maggio 2001 - A parte un breve episodio perturbato verificatosi il giorno 5, la prima metà del mese non presenta situazioni particolarmente significative: il tempo è variabile, con temperature di poco superiori alla media. Un secondo episodio perturbato si ha il giorno 18, subito seguito dall'irruzione di Föhn che porta a un sostanziale cambiamento delle condizioni del tempo fino alla fine del mese, quando si stabilisce un periodo di pressioni elevate che causano una forte e anomala risalita delle temperature. Queste, nella Valle dell'Adige, raggiungono i 35°C! *Sintesi termopluviometrica: T: > da 1,4 a 2,9 °C; P: < del 10 - 50%.*

Giugno 2001 - Il primo mese della stagione estiva inizia all'insegna della variabilità perturbata. Il giorno 6 la neve fa la sua comparsa fino ai 2300 m di quota. Il massimo della criticità si raggiunge nei giorni 10 e 11 a causa di una invasione fredda che provoca intense precipitazioni, tali da provocare un evento di piena nei corsi d'acqua di fondovalle, tuttavia mitigato dal limite altimetrico piuttosto basso delle nevicate. Segue una spiccata variabilità, interrotta tra i giorni 23 e 26 da un forte rialzo termico con cieli sereni. L'interprete meteorologico del mese è stato senza dubbio e ancora una volta il Föhn che ha di molto differenziato l'andamento delle temperature tra i fondovalle e l'alta montagna, con situazioni termometriche opposte rispetto alle medie di confronto. Di conseguenza il dato statistico non parrebbe significativo come invece si evince disarticolandolo rispetto alle quote. Le precipitazioni si sono prodotte principalmente nell'ambito di eventi temporaleschi e quindi si hanno notevoli differenze tra le diverse zone della regione: nelle tre stazioni di media quota, si registrano 159 mm a Melago, 151 a Fontana Bianca e solo 86 a Gioveretto. *Sintesi termopluviometrica: T: nella media; P: > di poco, del doppio solo in una stazione.*

Luglio 2001 - Il mese presenta un notevole dinamismo barico che ha come conseguenza l'alternanza di situazioni depressionarie con altre anticicloniche. Specialmente nei primi due terzi del periodo si verificano episodi perturbati con precipitazioni di forte intensità. A tale riguardo, è interessante ricordare la formazione di un sistema convettivo a mesoscala che il giorno 15 provoca un'eccezionale grandinata a Merano e 82 mm di pioggia in Val d'Ultimo. *Sintesi termopluviometrica: T: > di 0,6 °C; P: nella media.*

Agosto 2001 - L'andamento meteorologico del mese si differenzia dalla norma sia per un netto aumento delle temperature, anche alle quote più elevate, sia per una generalizzata, lieve diminuzione delle precipitazioni. Le condizioni dell'atmosfera sono state variabili, con sporadici episodi temporaleschi, fino al giorno 22 quando si è instaurato un potente anticiclone che ha portato a temperature elevate e assenza di precipitazioni significative. Soltanto gli ultimi due giorni del mese hanno ricondotto a un calo termico, con precipitazioni anche forti a carattere temporalesco. *Sintesi termopluviometrica: T > di 2-3 °C; P: < del 20 - 50 %.*

Settembre 2001 - L'ultimo mese dell'anno idrologico 2000-2001 è caratterizzato da un clima fresco, con precipitazioni frequenti anche se mai intense, nevose alle quote più elevate. La principale interprete dello scenario meteorologico è dunque la variabilità, a tratti perturbata, che nel complesso differenzia il mese rispetto al quadro generale dell'annata sia dal punto di vista termico, con valori notevolmente bassi, sia da quello pluviometrico, con precipitazioni in eccesso. *Sintesi termopluviometrica: T: > di circa 2 °C, con punte fino a 4 °C; P: > del 30%.*

Pur riguardando l'anno idrologico 2001-2002, meritano un cenno le condizioni del mese di ottobre 2001, che ha presentato temperature alquanto elevate e precipitazioni quasi assenti. Tale andamento è rilevante dal punto di vista glaciologico dato che nelle porzioni inferiori di alcuni ghiacciai si è assistito addirittura alla fusione

parziale della neve caduta a settembre. L'evento, certamente anomalo, ha permesso l'effettuazione di alcune misure frontali, impossibili in precedenza a causa della copertura nevosa delle fronti. Le condizioni meteorologiche di questo mese hanno anticipato una stagione autunnale e soprattutto invernale di andamento diametrale opposto rispetto alla precedente, con caratteri fortemente negativi per il bilancio di massa dei ghiacciai, tali forse da vanificare i benefici della straordinaria stagione di accumulo 2000-2001.

CAMPAGNA GLACIOLOGICA 2001 IN ALTO ADIGE (ALPI CENTRO-ORIENTALI ITALIANE)							
2001 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN IN ALTO ADIGE (CENTRAL-EASTERN ITALIAN ALPS)							
N° cat.	Unità glaciale glacier unit	DATA DATE	var. fonte snout var.	fase din. din. phase	QMF OMF	snw line snow line	NOTE E OPERATORI / REMARKS AND OPERATORS
715	PRACUPOLA	11/9	0	IM	2890	2890	Totale copertura neve vecchia / Total cover of the old snow (Tomaselli L.; Petronella M.)
718	SOI	14/10	0	IM	2750	2800	Copertura nevosa residua totale / Total residual snow cover (Gianni M.; Belli L.)
719	GIOVERETTO SUPERIORE	20/8	0	IM	2930	2930	Copertura totale di neve residua / Total cover of residual snow (Belli G.)
722	GIOVERETTO INFERIORE OCCIDENTALE	20/8	0	IM	2785	2800	Copertura totale di neve residua / Total cover of residual snow (Belli G.)
728	SERANA	21/10	-40.5	DM	2870	2900	Forte ritiro causa isolamento massa frontale nel 1999-2000; estesa copertura residua / Considerable retreat due to the isolation of the snout's mass in 1999-2000 (Secchieri F.)
729	VEDRETTA ULTIMA	21/10	-7.5	IL	2780	2850	Esteso lago proglaciale in destra frontale / Large proglacial lake at snout's right (Secchieri F.)
730	VEDRETTA ALTA	21/10	-9.5	S	2690	2850	Nessuna variazione di rilievo / No relevant variations (Secchieri F.)
733	VEDRETTA LUNGA	6/10	-10	S	2650	2800	Nessuna variazione di rilievo / No relevant variations (Tumler M.)
749	ZAI DI DENTRO	26/8		S	2980	3050	Lago proglaciale; buon innevamento residuo / Proglacial lake; good residual snow cover (Pegolotti)
750	ZAY DI MEZZO	26/8	-5	DL	2880	3000	Riduzione copertura morenica e della superficie del lago proglaciale / Shrinkage of the morainic cover and of the proglacial lake's surface (Pegolotti M.)
715	ZAY DI FUORI	26/8	-3.5 (1999)	S	2870	3000	Incremento coni di valanga di sinistra / Enlargement of the left avalanche cones (Pegolotti M.)
762	SOLDA	2/9	-11 (1999)	DL	2650	2950	Misura di una sola delle 5 colate; le altre fronti appaiono più stabili / Surveyed one flow out of 5; the other snouts seem to be more stable (Barison G.; Marchetto B.)
770	TRAFOI	1/9	-14	DL	2350	2900	Fronte a quota molto bassa, innevamento residuo assente solo alla fronte / Snout at very low altitude, no residual snow cover at the snout only (Barison G.; Olivieri L.)
771	MADACCIO	1/9	-17	DL	2370	2950	Fronte a quota molto bassa, modesta riduzione di spessore in zona frontale / Snout at very low altitude, limited thickness reduction at the snout (Marchetto B.; Zanotto C.)
793	SALDURA SETTENTRIONALE	19/8	0	IM	2850	2950	Neve fresca; neve vecchia su quasi tutta la superficie / Fresh snow; old snow on nearly the whole surface (Sabbadini M.)
794	SALDURA MERIDIONALE	19/8	-3.5	S	2775	3000	Evoluzione della morena superficiale / Evolution of the surface moraine (Sabbadini M.)
795	RAMUDLA SETTENTRIONALE	16/10	0	I	2800	2800	Delimitazione incerta della fronte; innevamento residuo totale / Uncertain snout's borders; total residual snow cover (Bruschi P.)
813	GIOGO ALTO	12/10		S	2735	2800	Manto nevoso rimaneggiato per attività sciistica / Snow cover rearranged for the skiing activity (Longhino R.)
859	CENTRALE DEL LAGO	25/8	+5	IL	2400	2400	Superficie molto crepacciata per attività valanghiva / Surface with many crevasses due to avalanche activity (Bruschi P.)
883	GRAN VEDRETTA ORIENTALE	13/10	0	IL	2500	2500	Situazione frontale caotica; possibile progresso / Chaotic snout's conditions; possible advance (Pastori L.; Sartori G.; Rosa S.)
884	GRAN VEDRETTA OCCIDENTALE	13/10	0	IL	2500	2500	Situazione frontale caotica; situazione di evidente progresso / Chaotic snout's conditions; clear advance (Pastori L.; Sartori G.; Rosa S.)
902	NEVES ORIENTALE	4/10	-13	DM	2585	nd	Riduzione di spessore frontale / Snout's thickness reduction (Da Re R.; Degli Esposti P.P.)
908	RIOTORBO	14/10	+1	S	2670	2670	Neve fresca; fronte non chiaramente definibile / Fresh snow; snout cannot be clearly identified (Da Re R.)
912	PREDOI	8/9	-8	DL	2450	nd	Neve fresca; modesto lago proglaciale / Fresh snow; small proglacial lake (Degli Esposti P.P.)
913	LANA	8/9	-4	S	2250	nd	Neve fresca; estesa copertura morenica / Fresh snow; large morainic cover (Degli Esposti P.P.)
920	ROSSO DESTRO	7/10	-2.5	DL	2520	2900	Modesta riduzione di spessore della fronte; neve fresca; scarse modificazioni / Limited thickness reduction of the snout; irrelevant variations (Degli Esposti P.P.)

Tab. 1: tabella riassuntiva dei ghiacciai dell'Alto Adige osservati nel corso della campagna glaciologica 2001 (legenda: vedi "Avvertenze per la lettura" pag. 126).

Table 1: summary table of the glaciers checked during 2001 glaciological campaign in Alto Adige (legend: see "Reading instructions" page 126).

ABSTRACT (vedi pag. 182)

3 - PARTE SISTEMATICA

715 PRACUPOLA 2001.09.11 QMF: 2890 incremento moderato
Nonostante un leggero strato di neve fresca sull'intera superficie del ghiacciaio, si può constatare la presenza di una omogenea e continua copertura di neve vecchia che interessa anche la totalità del settore frontale. Inoltre, una notevole quantità di neve invernale permane ai piedi del salto roccioso sottostante la fronte, così estesa da riempire tutto il settore proglaciale. In tali condizioni non è stato possibile effettuare le consuete misure di variazione frontale, assunta come nulla (vedi "Generalità"). Fronte innevata. *Snow-line*: 2890 m. (L. Tomaselli, M. Petronella). Variazione media annua: 0 m

859 CENTRALE DEL LAGO 2001.08.25 QMF: 2400 incremento lieve
Il corpo del ghiacciaio presenta un aspetto tormentato, con crepacci e fratture di varia forma e dimensioni, non discostandosi questa situazione da quella rilevata nella precedente campagna. Il manto nevoso invernale ancora presente si distribuisce in maniera molto disomogenea anche a causa della topografia alquanto accidentata. Di conseguenza non è risultato possibile stabilirne un limite altimetrico certo: tuttavia, se pure in maniera del tutto indicativa, può essere indicata la quota di 2300 m come quella più attendibile. Alcune consistenti ed estese placche di neve vecchia giacciono in prossimità del settore frontale e nell'area proglaciale. Il lobo sinistro dei tre nei quali si articola la fronte mostra i segni di un evidente, anche se moderato, progresso; tuttavia la presenza di neve residua non consente di valutarne l'entità. Il lobo frontale presenta una consistente copertura detritica. *Snow-line*: 2300 m. (P. Bruschi). Variaz. media annua: + 5 (incerto)

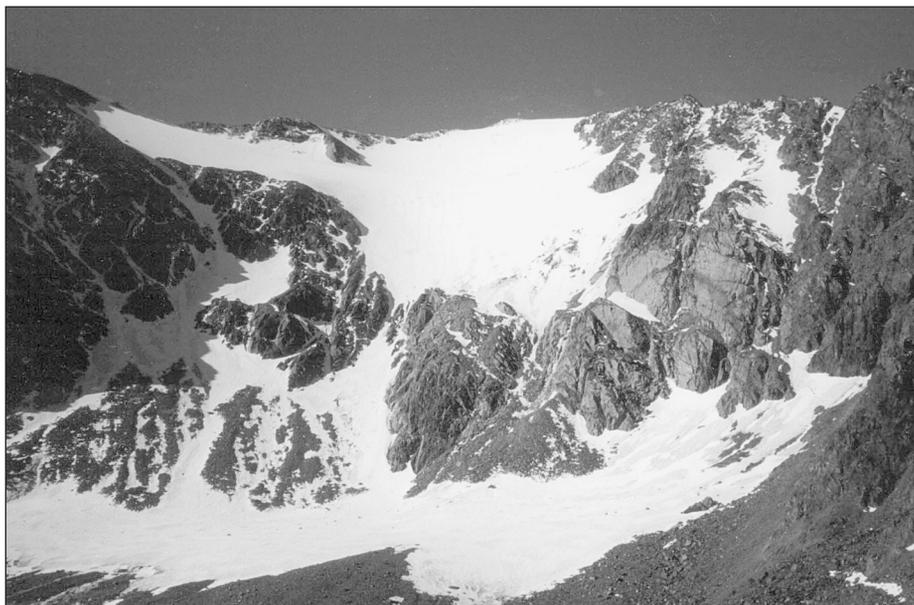


Foto 2: veduta panoramica del Ghiacciaio di Pracupola (Ortles-Cevedale). In particolare evidenza l'estensione della neve residua invernale ai piedi del salto roccioso sottostante la fronte. (settembre 2001, L. Tomaselli).

Photo 2: panoramic view of the Pracupola Glacier (Ortles-Cevedale). The extension of the winter residual snow at the bottom of the rocky step below the snout is particularly noteworthy. (September 2001, L. Tomaselli).

718 SOI 2001.08.19 e 10.14 QMF: 2750 incremento moderato
Sono stati effettuati due distinti sopralluoghi, entrambi senza la possibilità di compiere le misure di variazione frontale: il primo in agosto e il secondo in ottobre. La prima volta la posizione della fronte non è stata individuata per la presenza di una consistente copertura di neve vecchia, mentre al secondo tentativo è stata la neve fresca a ostacolare i rilievi. Analogamente ad altri casi simili, si è ritenuto di valutare il ghiacciaio come stazionario. *Snow-line*: 2800 m. (M. Gianni, L. Belli). Variazione media annua: 0 m



Foto 3: Ghiacciaio Centrale del Lago: l'immagine evidenzia la tormentata morfologia del corpo glaciale, in parte dovuta al tipo di alimentazione, prevalentemente valanghiva. (settembre 2001, P. Bruschi).

Photo 3: the Centrale del Lago Glacier; the image highlights the complicated morphology of the glacial body, partly due to the kind of feeding, mainly from avalanches (September 2001, P. Bruschi).



Foto 4: Ghiacciaio Superiore del Gioveretto (Val Martello): veduta generale dai pressi della fronte. Il gradino roccioso centrale, estesosi ormai al punto da suddividere di fatto il corpo glaciale in due distinte parti, risulta quasi completamente ricoperto dalla neve vecchia. (settembre 2001, G. Belli).

Photo 4: the Upper Gioveretto Glacier (Val Martello); panoramic view from the snout. The central rocky step enlarged so much that it splits the glacial body into two different parts and now it is completely covered by the old snow (September 2001, G. Belli).



Foto 5: Ghiacciaio Inferiore Occidentale del Gioveretto (Val Martello). La foto è stata scattata alla fine di agosto, quindi un poco in anticipo rispetto alla fine della stagione di ablazione. Si noti come il manto nevoso invernale risulti notevolmente esteso anche al di fuori della superficie del ghiacciaio. (settembre 2001, G. Belli).

Photo 5: the Western Lower Gioveretto Glacier (Val Martello). The picture was taken at the end of August, slightly earlier than the end of the ablation season. The winter snow cover is very wide also outside the glacier surface (September 2001, G. Belli).

719 SUPERIORE DI GIOVERETTO 2001.08.20 QMF: 2930 incremento moderato

Il ghiacciaio si presenta interamente ricoperto da neve residua invernale, a eccezione di una piccola area frontale sinistra. Qui lo spessore del ghiaccio risulta modesto e non è da escludere che si sia verificata una limitata fusione locale, con conseguente minimo ritiro. Nel complesso, però, l'intera fronte può essere considerata stazionaria anche se non è stato possibile verificarlo attraverso misure dirette a causa della copertura residua. Nel settore inferiore, frontale, alcuni sondaggi evidenziano uno spessore di circa 30 centimetri di nevato. Un'altra spettacolare conferma dell'abbondanza dell'accumulo invernale viene dall'osservazione del tratto intermedio: in corrispondenza del salto roccioso, che fino al 2000 tendeva a suddividere in due parti il corpo glaciale, è oggi presente una copertura nevosa residua compatta, da cui emergono solo alcuni affioramenti rocciosi. Le due subunità, inferiore e superiore, risultano così attualmente rinsaldate. *Snow-line*: 2930 m. (G. Belli). Variazione media annua: 0

722 GIOVERETTO INF. OCCIDENTALE 2001.08.20 QMF: 2785 incremento lieve

Anche se la data di esecuzione del sopralluogo è abbastanza precoce, non sfugge l'eccezionalità dell'estensione e della consistenza della copertura nevosa invernale. Quello che sembra essere ghiaccio scoperto emerge solo in corrispondenza di una limitata area centrale, di forma sub-circolare, dove probabilmente il fattore eolico è stato determinante nel ridurre l'accumulo. La fronte non è identificabile a causa dell'abbondante innnevamento residuo: la variazione frontale viene anche in questo caso stimata come nulla. Fronte innevata. *Snow-line*: 2800 m. (G. Belli). Variazione media annua: 0

728 VEDRETTA SERANA 2001.10.21 QMF: 2870 decremento moderato

A due anni di distanza dall'ultimo sopralluogo, la riduzione del ghiacciaio, nel settore occidentale, è parsa proseguire in tutta la sua intensità, nonostante l'abbondanza dell'accumulo invernale residuo. La finestra rocciosa che ha cominciato a emergere nei primi Anni Novanta, provocando la suddivisione della lingua in due distinti lobi, si è estesa ormai al punto tale da formare un gradino roccioso continuo, al di sopra del quale si posiziona la fronte in ritiro. Anche le misure frontali, eseguite dai consueti segnali posti sulla pianeggiante area proglaciale, risultano sempre più difficoltose a causa della considerevole distanza e delle mutate condizioni del terreno, per cui in futuro si dovrà provvedere a un totale riposizionamento dei capisaldi. Nonostante

l'abbondante innevamento residuo e una fitta nevicata al momento del sopralluogo, il margine frontale si presenta comunque ben riconoscibile, tanto da consentire una certa precisione nella misura delle distanze, effettuata con l'utilizzo di un telemetro laser. Il dato medio di ritiro frontale biennale appare consistente, anche se può attribuirsi in gran parte all'annata precedente, in cui si verificò l'isolamento di una massa di ghiaccio alla fronte. *Snow-line*: 2900 m. (F. Secchieri).
Variazione media annua (1999): - 40,5 m

729 VEDRETTA ULTIMA 2001.10.21 QMF: 2780 incremento lieve
Il sopralluogo si svolge in condizioni ambientali non ottimali, che tuttavia non impediscono la raccolta della maggior parte dei dati utili al rilievo. Ciò anche grazie all'ablazione verificatasi nel mese di ottobre, che ha liberato in parte la superficie dagli apporti nevosi di settembre. Parte del settore frontale è ricoperta da materiale morenico, in buona percentuale composto da blocchi di dimensioni notevoli. Sempre presente il caratteristico lago proglaciale antistante il settore destro (orientale) del ghiacciaio, oggi di dimensioni che appaiono in lieve aumento, soprattutto a causa dell'arretramento della fronte, ancora immersa nelle sue acque. Lo spessore massimo del ghiaccio in questa zona è evidenziato da un largo crepaccio, aperto nella morena di superficie. Il lago presenta una larghezza massima di 45 m e una lunghezza di 74. Difficile definirne la profondità che, comunque, non dovrebbe superare il metro. *Snow-line*: 2850 m. (F. Secchieri).

Variazione media annua: - 7,5

730 VEDRETTA ALTA 2001.10.20 QMF: 2690 stazionario
Anche per questo ghiacciaio, come per altri della Val Martello, il sopralluogo si è svolto nel mese di ottobre grazie al clima particolarmente mite seguito alle nevicate di settembre, con la conseguente fusione della neve fresca. I valori di arretramento lineare misurati alla fronte possono per la maggior parte essere attribuiti all'annata precedente, in quanto le ottime condizioni di innevamento residuo non sembrano avere permesso una fusione netta significativa. *Snow-line*: 2780 m. (F. Secchieri).
Variazione media annua: - 9,5



Foto 6: la lingua di ablazione della Vedretta Lunga (Val Martello) e il suo vasto pianoro proglaciale che, fino agli inizi dell'Ottocento, era completamente riempito dal ghiaccio. Sullo sfondo la piramide del Gran Zebrù. (ottobre 2001, M. Tumler).

Photo 6: the ablation tongue of the Vedretta Lunga (Val Martello) and its large proglacial plateau that was completely filled with ice until the beginning of the 19th century. In the background the Gran Zebrù pyramid. (October 2001, M. Tumler).

733 VEDRETTA LUNGA 2001.10.06 QMF: 2650 stazionario
Gran parte della neve fresca caduta in Settembre è ancora presente il giorno della visita al ghiacciaio, ricoprendo ancora, seppure parzialmente, il settore frontale. Nonostante le peculiarità dell'annata, la particolare giacitura della fronte (esposizione e quota sfavorevoli) ha consentito una certa ablazione, con conseguente ritiro della fronte, anche se confinato entro valori modesti. Nessuna variazione di rilievo è stata notata per il

corpo glaciale nel suo complesso. Si rileva l'apparente riduzione del promontorio roccioso che, da qualche anno, tende a isolare la lingua di ablazione dal bacino di accumulo: una impressione ovviamente causata dall'abbondanza della neve vecchia, che residua in larghi campi anche al di fuori della superficie glaciale. *Snow-line*: 2800 m. (M. Tumler).
Variazione media annua: - 10

749 ZAI DI DENTRO 2001.08.26 QMF: 2980 stazionario
L'osservazione di questo ghiacciaio riprende dopo un decennio circa di interruzione. Il giorno del sopralluogo si rinvergono ottime condizioni di osservabilità: l'innnevamento residuo, infatti, permette di individuare con chiarezza i contorni del corpo glaciale, soprattutto del settore inferiore. Netto e omogeneo il limite inferiore della neve vecchia, attestato ai 3050 metri di quota. Molto interessante la morfologia del settore frontale e proglaciale per la presenza di un piccolo lago, largo circa una trentina di metri, nel quale si immerge la fronte, in parte a forma di falesia. *Snow-line*: 3050 m. (M. Pegolotti).

750 ZAI DI MEZZO 2001.08.26 QMF: 2880 decremento lieve
Si rinvergono condizioni favorevoli all'osservazione, anche per la limitata estensione della neve vecchia nel settore inferiore dell'apparato, dove il contorno del ghiaccio è ben individuabile. L'innnevamento stagionale presenta una discreta estensione anche al di fuori del corpo glaciale, alla destra dello stesso, ai piedi della Croda del Forno. Pare in sensibile diminuzione la copertura morenica, soprattutto sulla parte sinistra della fronte, cosa che facilita le operazioni di misura. Il piccolo lago proglaciale è di dimensioni più ridotte rispetto al 2000. *Snow-line*: 3000 m. (M. Pegolotti).
Variazione media annua: - 5 m

751 ZAI DI FUORI 2001.08.26 QMF: 2870 stazionario
L'abbondante copertura nevosa residua e la grande massa di materiale morenico che interessano l'apparato rendono difficile la valutazione della fase dinamica in atto. Una visione aerea dalla cima della Croda di Cengles ha permesso di interpretare con sufficiente chiarezza i rapporti tra il corpo glaciale e le aree circostanti, pur restando l'individuazione corretta della fronte uno dei principali problemi da risolvere. I coni di valanga che ricordano il ghiacciaio ai canali di valanga della parete orientale di Cima Vertana risultano ampliati. Bene innnevato appare anche lo stretto, ripido e crepacciato ramo collettore del ghiacciaio pensile della Cima Vertana. *Snow-line*: 3000 m. (M. Pegolotti).
Variazione media annua (1999): - 3,5 m



Foto 7: il Ghiacciaio di Zai di Dentro (Valle di Solda). Si noti il regolare e omogeneo limite della neve vecchia. Davanti alla fronte il laghetto proglaciale, formatosi negli ultimi anni a seguito del ritiro del ghiacciaio. (ottobre 2001, M. Pegolotti).

Photo 7: the Zai di Dentro Glacier (Valle di Solda). The regular and even limit of the old snow is noteworthy. A proglacial lake has formed in front of the snout over the past years following the glacier's retreat. (October 2001, M. Pegolotti).



Foto 8: la fronte del Ghiacciaio di Zai di Dentro (Valle di Solda). La presenza del piccolo lago proglaciale permette di verificare lo spessore del ghiaccio che vi si immerge. (ottobre 2001, M. Pegolotti).

Photo 8: the snout of the Zai di Dentro Glacier (Valle di Solda). The ice thickness can be checked thanks to the presence of the small proglacial lake into which the ice is set (October 2001, M. Pegolotti).



Foto 9: il Ghiacciaio di Zai di Mezzo (Valle di Solda) visto da Nord. Molto evidente il limite temporaneo della neve vecchia. Si noti l'ampio settore proglaciale, caratterizzato da un esteso apparato morenico. (ottobre 2001, M. Pegolotti).

Photo 9: the Zai di Mezzo Glacier (Valle di Solda) viewed from the North. The temporary limit of the old snow is very clear. The wide proglacial sector characterized by a large morainic unit is noteworthy (October 2001, M. Pegolotti).

762 SOLDA 2001.09.02 QMF: 2650 decremento lieve
Una nevicata recente rende difficile l'interpretazione delle condizioni della superficie del ghiacciaio. Il settore comunque indagato presenta una abbondante copertura morenica. Si nota, con il conforto dei rilievi fotografici eseguiti negli anni precedenti, una riduzione di massa minima, soprattutto se rapportata con gli andamenti più recenti. Il lago antistante la fronte è in fase di rapido interrimento. L'unica misura possibile è quella eseguibile da un segnale centro-frontale non utilizzato nel 2000, così che il dato di variazione è riferito all'ultimo biennio. *Snow-line*: 2950 m. (G. Barison, B. Marchetto). Variazione media annua (1999): - 11 m

770 TRAFIOI 2001.09.01 QMF: 2350 decremento lieve
Una recente nevicata non consente di valutare il limite della neve residua che, tuttavia, pare disposto a monte del settore inferiore della lingua. La fronte del lobo orientale presenta una notevole copertura detritica, che probabilmente condiziona una ablazione estiva modesta. La fronte occidentale si mostra invece molto più appiattita. *Snow-line*: 2900 m. (G. Barison, L. Olivieri). Variazione media annua: - 14 m

771 MADACCIO 2001.09.01 QMF: 2370 decremento lieve
Un sottile strato di neve fresca contribuisce a evidenziare il contorno della articolata fronte del ghiacciaio, in genere poco riconoscibile a causa della copertura morenica e del ghiaccio sporco. Neve residua assente sull'intero settore inferiore del ghiacciaio, mentre nel bacino di accumulo la *snow-line* si situa a 2900 m (28.08). Questa situazione può essere imputata anche alla quota relativamente modesta alla quale si spinge la fronte, con conseguente esaurimento estivo del nevato, al cui accumulo non contribuiscono le valanghe. *Snow-line*: 2900 m. (B. Marchetto, C. Zanotto). Variazione media annua: - 17 m



Foto 10: panoramica del settore inferiore del Ghiacciaio del Madaccio. La sottile copertura di neve fresca contribuisce a mettere in evidenza il lungo e frastagliato contorno della fronte. (settembre 2001, B. Marchetto).

Photo 10: view of the lower sector of the Madaccio Glacier. The thin cover of fresh snow highlights the long and uneven snout's outline (September 2001, B. Marchetto).

793 SALDURA SETTENTRIONALE 2001.08.19 QMF: 2850 incremento moderato
La fronte non può essere identificata a causa della permanenza di una consistente ed estesa frangia di neve residua. Tale copertura si estende in modo particolare sul settore inferiore sinistro, per buona parte anche al di fuori della superficie glaciale. Il limite temporaneo della neve vecchia si articola in modo omogeneo e regolare attorno ai 2950 m di quota. I due evidenti canali della cresta N di Cima Lazaun presentano un consistente innevamento, mai rilevato nel corso delle precedenti campagne. *Snow-line*: 2950 m. (M. Sabbadini). Variazione media annua: 0 m

794 SALDURA MERIDIONALE 2001.08.19 QMF: 2775 stazionario
Le condizioni di osservabilità il giorno del sopralluogo sono più che buone e tali da consentire un'analisi di dettaglio dell'intera superficie del ghiacciaio. L'innevamento invernale copre, in modo omogeneo e continuo, l'intero bacino superiore come pure gran parte del settore centrale dove si estende su entrambi i lati della lingua di ablazione, lasciando libera la superficie del ghiaccio al centro, fino alla quota di 3000 m circa. Nel settore inferiore è in via di formazione una doppia morena mediana. Per il resto, le condizioni generali dell'apparato non mostravano evidenti differenze rispetto ai rilievi del 2000. *Snow-line*: 3000 m. (M. Sabbadini). Variazione media annua: - 3,5 m



Foto 11: i ghiacciai di Saldura Settentrionale (a destra) e Meridionale (Alpi Venoste) visti dai pressi del lago omonimo (2750 m). Si nota il ben delineato limite temporaneo della neve vecchia. (agosto 2001, M. Sabbadini).

Photo 11: the Northern Saldura Glacier (right) and the Southern Saldura Glacier (Alpi Venoste) viewed from the lake bearing the same name (2750m). The well-defined temporary limit of the old snow is noteworthy (August 2001, M. Sabbadini).

795 RAMUDLA SETTENTRIONALE 2001.10.16 QMF: 2800 incerto
 Il ghiacciaio, che presenta una modesta copertura di neve fresca, è interessato da un compatto e completo innnevamento residuo, rilievo confermato da verifiche dirette eseguite nei pressi della fronte della lingua di destra. *Snow-line*: 2800 m. (P. Bruschi).
 Variazione media annua: 0 m



Foto 12: il Ghiacciaio del Giogo Alto (Val Senales). Sono evidenti le tracce dell'attività sciistica estiva (pista e impianto di risalita). Si nota anche la parte ghiacciata del piccolo lago proglaciale a contatto con la fronte. (ottobre 2001, R. Longhino).

Photo 12: the Giogo Alto Glacier (Val Senales). The tracks of the summer skiing activity are clear (skislope and skilift). The icy part of the small proglacial lake touching the snout is also noteworthy (October 2001, R. Longhino).

813 GIOGO ALTO 2001.10.12 QMF: 2735 stazionario

L'attività sciistica provoca conseguenze dirette sul bilancio di massa del ghiacciaio, specialmente dove sono presenti gli impianti a fune installati direttamente sul ghiaccio. E' visibile infatti un vistoso argine costituito da neve vecchia prelevata da altri punti della superficie. Oltre alla neve fresca estesa sull'intera superficie, si nota un evento inconsueto per la stagione: il parziale congelamento del lago proglaciale, a contatto con il punto di immersione della fronte. *Snow-line*: 2800 m. (R. Longhino).

883 GRAN VEDRETTA ORIENTALE 2001.10.13 QMF: 2500 incremento lieve
Si apprezza un sensibile rigonfiamento e un ampliamento areale del settore frontale, rilievo che ottiene conferma dal confronto con le immagini riprese nel 2000. Le misurazioni frontali, invece, devono ritenersi assolutamente inattendibili a causa della copertura di neve vecchia e recente e di detrito morenico, al di sotto dei quali, e solo con notevole approssimazione, può essere identificato il limite inferiore dell'apparato. Conseguentemente, è da escludersi che la fronte attiva coincida con il limite del ghiaccio visibile, situato più a monte. Ampie placche di neve residua si estendono nelle aree circostanti la lingua, e a contatto con essa, come nel terzo inferiore del suo fianco sinistro. *Snow-line*: 2500 m. (L. Pastori, G. Sartori, S. Rosa).

Variazione media annua: 0 m

Foto 13: la lingua, ripida e crepacciata, del Ghiacciaio Orientale della Gran Vedretta, vista dalla S.F. di q. 2550 m. L'aspetto



generale del ghiacciaio è quello tipico di un apparato in progresso. Sono evidenti le condizioni della fronte, che non hanno consentito l'effettuazione delle misure di variazione lineare. (ottobre 2001, L. Pastori).

Photo 13: the steep and crevassed tongue of the Gran Vedretta Eastern Glacier viewed from the photographic station at 2550m. The glacier overall aspect is typical of an advancing unit. The snout conditions are clear, although the survey of the linear variations could not be carried out (October 2001, L. Pastori).

884 GRAN VEDRETTA OCCIDENTALE 2001.10.13 QMF: 2500 incremento lieve
La fronte attiva del ghiacciaio pare essere quella immediatamente a monte del grande conoide centrale, composto da neve e nevato, materiale morenico e da una non ben definibile massa di ghiaccio sepolto. La grande falda nevosa al piede della parete rocciosa alla sinistra della fronte non era presente nel 2000. La morfologia complessiva della lingua suggerisce una ablazione netta alquanto modesta anche nel settore mediano, più ripido e seraccato, pur privo di copertura nevosa invernale. Nonostante la mancanza di misure di variazione, appare sostenibile considerare una variazione frontale nulla, ipotizzando nel contempo un errore sicuramente in difetto. *Snow-line*: 2500 m. (L. Pastori, G. Sartori, S. Rosa).
Variazione media annua: 0 m

902 NEVES ORIENTALE 2001.10.04 QMF: 2585 decremento moderato
Nonostante i caratteri dell'annata favorevoli al glacialismo, questa unità mostra una situazione di ritiro che è stata però riscontrata solamente sulla base delle misure di variazione frontale. I valori sono comunque inferiori rispetto agli anni precedenti, mentre presso uno dei tre segnali utilizzati l'arretramento è nullo. Riguardo alla situazione più generale del corpo glaciale, non si osservano differenze rispetto al 2000 se non una estesa

copertura residua, non del tutto identificabile nel suo limite inferiore a causa di un sottile manto di neve fresca.
Snow-line: n. v. (R. Da Re, P. P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 13 m

908 RIOTORBO

2001.10.14 QMF: 2670

stazionario

Un consistente strato di neve fresca copre l'intera superficie del ghiacciaio, fatto questo che rende impossibile il rilievo dei principali parametri glaciologici. Anche la misura di variazione frontale, peraltro positiva, è da ritenersi non del tutto attendibile a causa di incertezze nell'individuazione del contorno della fronte. *Snow-line*: 2670 m. (R. Da Re). Variazione media annua: + 1 m



Foto 14: la lingua e la fronte del Ghiacciaio Occidentale della Gran Vedretta. Si può osservare la grande quantità di neve residua e di nevato, anche di valanga. (ottobre 2001, L. Pastori).

Photo 14: the tongue and the snout of the Gran Vedretta Western Glacier. The large quantity of residual snow and firn, also originated by avalanches, is noteworthy (October 2001, L. Pastori).

912 PREDOI

2001.09.08 QMF: 2450

decremento lieve

Si effettuano le consuete misure di variazione frontale, rese tuttavia incerte dalla presenza di un leggero strato di neve fresca. Si rilevano le dimensioni del piccolo lago proglaciale che risulta essere lungo 46 m e largo 18. *Snow-line*: n. v. (P. P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 8 m

913 LANA

2001.09.08 QMF: 2250

stazionario

Si annota la presenza di neve fresca sull'intera superficie glaciale. Tale copertura non impedisce di effettuare le misure ai tre segnali frontali che, in un caso, fanno registrare una variazione nulla. *Snow-line*: n. v. (P. P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 4 m

920 ROSSO DESTRO (VEDRETTA ROSSA) 2001.10.07 QMF: 2520

decremento lieve

Prosegue la recente fase di riduzione del corpo glaciale, anche se il suo ritmo attuale pare di gran lunga attenuato rispetto al passato: nel complesso, infatti, non si notano ulteriori significative variazioni morfologiche. *Snow-line*: 2900 m. (P. P. Degli Esposti). Variazione media annua: - 2,5 m

SERVIZIO GLACIOLOGICO ALTO ADIGE (S.G.A.A. – C.A.I.)

2001 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN

Sector: Alto Adige – Südtirol

Organization, scientific review and preparation of the snow-weather note: Franco Secchieri ()*
Snow-meteorology: Hydrographic Office of the Autonomous Province of Bolzano

LIST OF THE OPERATORS COLLABORATING IN THE 2001 GLACIOLOGICAL CAMPAIGN

Barison G., Belli L., Belli G., Bruschi P., Da Re R., Degli Esposti P.P., Gianni M., Longhino R., Marchetto B.G., Olivieri L., Pastori L., Pegolotti M., Petronella M., Rosa S., Sabbadini M., Sartori G., Secchieri F., Tomaselli L., Tumler M., Zanotto C.

1 - GENERAL

During the 2001 glaciological campaign, the S.G.A.A. operators surveyed 26 glaciers located in the Autonomous Province of Bolzano. Although the number of surveys was rather limited, the data gathered were sufficient to provide a significant overall picture of the evolution of glacialism in Alto Adige in the 2000-2001 hydrological year. In this regard, it is worth to mention the importance of the considerations drawn from the individual surveys, especially those related to this exceptional past year, very unusual for temperatures and precipitations, particularly the snowy ones. Snowfall values point to weather and climatic conditions far exceeding the average values derived from long term statistical series, while the analysis of thermopluviometric data by season underlines the appearance of evident anomalies. For this reason the weather chronicle was reported month by month, to provide a better understanding of the conditions of the individual glaciers during the surveys.

The exceptional climatic course of this past year is further confirmed by the conditions registered at many glacial units at the end of the ablation season; the residual snow cover was very wide, with large stretches of firn located outside the glaciated areas. Some glaciers, in particular, registered a very limited net ablation or no ablation, meaning that very little or no surface ice melted in the ablation basins which, if present, resulted very small, therefore leading to an absolutely positive mass balance.

If such a situation turned out to be very positive for the glaciers growth, it also represented a big obstacle for accurate snout measurements, especially where the snout was covered or, better, where its lower limit was not identifiable due to the residual snowcover. In such cases, the linear variation of a glacier was considered nil, even though this kind of estimate was somewhat inaccurate. When the snout is protected by the snow cover for the whole ablation season, thus preventing ice melting, one should indeed assume that not only no mass reduction or retreat occurred, but that the above nil value is rather conservative, being possible a slight advancement of the front. The most complex cases, however, were described in detail.

Photo 1 (Zai glaciers): see page 162

Some interpretative doubts were also raised by another situation registered for some units of limited size. The surfaces, apparently formed by glabrous ice indicating the complete removal of the local residual snow cover, could instead be attributed to seasonal ice of different origin (*overlaid ice*).

The last anomalous situation, amongst the many that characterized this year, was represented by the weather conditions in September and October 2001; the typical evolutionary process of the snow cover practically reversed. September was, in fact, rather snowy and cold, causing an early stop to the ablation season while October registered opposite climatic conditions, whereby very mild temperatures caused the melting of the autumn snow cover at the lower elevations. Thanks to this event, it was possible to carry out those glaciological surveys, like the snout variation measurements, which had not been possible in the prior month.

Finally, except for September, the beginning of the 2001-2002 cold season was characterized by exceptional events, though opposite to those of the previous season; a very strong accumulation deficit, with negative consequences for the glacial balance, is being registered, thus stifling the illusion of a trend reversal induced by the recent climatic dynamics.

(*) co-ordinator of the Servizio Glaciologico Alto Adige (S.G.A.A.) of the Club Alpino Italiano.

2 – THE SNOW-WEATHER COURSE OF THE 2000-2001 HYDROLOGICAL YEAR ON THE ITALIAN EASTERN ALPS

The weather course in the 2000-2001 hydrological year is hereafter reported on the basis of surveys and data obtained from the monthly reports of the Hydrographic Office of the Autonomous Province of Bolzano (Climareport), which refer to the valley stations, and on data from three stations at the medium elevations: Melago (1915 m), Diga del Gioveretto (1851 m) and Fontana Bianca (1900 m). The year has been so unusual that it is interesting to underline its most significant meteorological features month after month. The analysis carried out according to the hydrological year, i.e. from October 2000 to September 2001, provides a better evaluation of the events from a glaciological point of view vs. the use of solar year. The different seasonal situations can in fact be highlighted, especially the fall and winter ones, which were most unusual when compared with the trends of the past decades. The data (T and P) have been compared with the mean values of the period 1960-1990 and 1921-2000 (see “thermopluiometric synthesis” at the end of each paragraph).

October 2000 – From the very beginning, the 2000-2001 hydrological year registered climatic conditions which were quite different from the historical trends of the 1960-1990 period. In the first days of October, a few frontal systems crossed the alpine sector, laying snow at 1200 m of altitude. The dynamic of atmospheric pressure patterns determined very differentiated situations, even over a short period. On the 13th the lower limit of the snow raised above 3000 m and the precipitation was so abundant that it caused a serious flood danger, which was averted in Alto Adige because the depression rapidly moved west, causing disastrous effects on the western Alps. After a break with nearly summer temperatures, intense precipitations were back at the end of the month. *Thermopluiometric synthesis: T: 10 % >; P: 100-200% >.*

November 2000 – It snowed to 900 m in the first decade, then between 1800 and 2300 m. In the second decade variable phases alternated with turbulences carrying strong precipitations, especially on the 17th and 18th, when it snowed also onto the valley floor. The third decade was variable, even though it registered significant precipitations; out of curiosity, the particular thermal event on the 28th should be remembered; the temperature increased by 10 °C in only 6 hours. This month was the rainiest month of the past 80 years (pre-1921 data cannot be used). *Thermopluiom. synthesis: T: close to the average; P: 500 %, with peaks of 600 % >.*

The October and November rainy days amounted to 32 compared to an average of 13 (period 1921-2000). The analysis of the data of the three stations at medium elevations points to two exceptional months, even though some difference mainly due to orographic factors were noticed. The Melago station, in fact, registered 226 mm against 472 at the Gioveretto and a good 708 mm at the Fontana Bianca. With regards to the above third station, there is a clear difference in temperature, being 0 °C its mean temperature over the two months (1.5 °C at Gioveretto and 1.6 °C at Melago).

December 2000 – The general pressure configurations determined a remarkably variable weather in the first ten days, characterized by the transit of relatively warm turbulences, so that the snow rarely fell below 2000 m of altitude. The beginning of the second decade registered an anticyclonic weather whereby the 0 °C point went up above 3000 m. It snowed only on the 15th to 800-1200 m of altitude. A short, sunny period followed, sometimes characterized by foehn wind. Towards the end of the month, some sporadic precipitations ended the period with sharply decreasing temperatures. *Thermopluiometric synthesis: T: 0.5-1 °C >; P: about 25 % <.*

The overall analysis of the thermopluiometric course in the 2000 solar year underlines that only October and November were very different from their mean averages.

January 2001 – The first days of the month were rather unstable, with high temperatures not typical of this period, causing continuous and abundant rainy precipitations in the valleys up to about 2400 m between the 6th and the 7th. In the middle of the month, the arrival of high pressure carried some days of good weather with only one break on the 18th. The month ended with a variable period and some turbulence resulting from the transit of quite intense fronts. *Thermopluiometric synthesis: T: 0.3 °C >; P: > 2 or 3 times compared to the average, especially at high altitude.*

February 2001 – The foehn wind played a key role in the first days of the month; clearly differentiating the atmospheric conditions of the higher elevations from the ones at the valley floors. Extremely variable conditions followed for the whole month, though without particularly intense events; as a result of pressure

conditions favouring the foehn winds, intense precipitations occurred only on the surrounding ridges, while in the southern areas (also on the Dolomites) and in the bottoms of the valley no significant events were registered. It should be mentioned that Bolzano registered only two rainy days. *Thermopluviometric synthesis: T: 1.4 °C >; higher in the valleys as a result of foehn wind; P: 11 mm <, but not close to the bordering crests.*

March 2001 – During the first half, some turbulence dropped abundant precipitations; the snowfall limit was sometimes high due to mild temperatures. Only on the 13th the snow fell to 1000 m. The second half of the month was initially rather unstable, then the arrival of intense turbulence caused strong rainstorms on the 25th; the altimetric limit of the snow was still set at about 1000 m. *Thermopluviometric synthesis: T: 1.9 °C >; P: 200-300 % >.*

April 2001 – The thermopluviometric features of this month strongly favoured the exceptional 2001 year. The few initial days of nice weather were, in fact, followed by a period of strong turbulence, which carried abundant snowfalls since the 5th. The maximum intensity of the snowfalls however was registered in the third decade when, following a considerable depression centered on the Alps, the snowfall limit went down to 600 m of altitude, laying more than a metre of fresh snow. *Thermopluviometric synthesis: T: 0.8 °C <; P: slightly > with peaks of 90 %.*

May 2001 – Except for a short turbulence occurred on the 5th, the first half of the month was not characterized by particularly significant conditions; the weather was variable with temperatures slightly higher-than-average. Turbulence occurred again on the 18th, immediately after the arrival of the foehn winds, causing a substantial change in the weather conditions until the end of the month, when a period of high pressure settled in and caused a strong and anomalous raise in temperature. 35 °C were registered in the Valle dell'Adige! *Thermopluviometric synthesis: T: 1.4-2.9 °C >; P: 10-50 % <.*

June 2001 – The first month of the summer season started with turbulence and a variable weather. On the 6th it snowed to 2300 m of altitude. The most critical conditions were registered on the 10th and 11th; the cold carried intense precipitation and caused floods in the valley, somehow mitigated by the rather low altimetric level of the snowfalls. A remarkably variable weather followed, which was interrupted on the 23rd and 26th by a strong raise in temperature and blue sky. Once again the foehn wind played a key role, differentiating the temperatures between the bottoms of the valley and the high mountains and causing opposite thermometric conditions. Consequently, the statistical figure becomes significant if matched to the altitudes. The precipitation mainly occurred in the form of rainstorms, with considerable differences amongst the different zones of the region. 159 mm were registered at Melago, 151 at Fontana Bianca and only 86 at Gioveretto. *Thermopluviometric synthesis: on to the average; P: slightly >, double only at one station.*

July 2001 – The month was characterised by strong pressure dynamism, with alternating depressions and anticyclones. Turbulence accompanied by very intense precipitation occurred, especially in the first two thirds of the month. In this regard, it is worthwhile to mention the formation of a mesoscale convective system causing the exceptional hail in Merano on the 15th and 82 mm of rain in Val d'Ultimo. *Thermopluviometric synthesis: T: 0.6 °C >; P: on the average.*

August 2001 – The weather course of this month can be considered rather normal, although it registered a limited raise in temperature also at the higher elevations and a general, slight decrease in precipitation. The atmospheric conditions were variable with sporadic rainstorms until the 2nd, when a strong anticyclone settled in, causing high temperatures and lack of significant precipitations. Only in the last two days of the month the temperature decreased and some strong rainstorms occurred. *Thermopluviometric synthesis: T: 2-3 °C >; P: 20-50 % <.*

September 2001 – The last month of the 2000-2001 hydrological year was characterized by a cool climate with frequent precipitation, though never intense, and snowfalls at high elevations. The variable, sometimes perturbed weather played a key role; it differentiated the month from the general situation of the year, both from the temperature (very low values) and pluviometric values (excessive precipitation) point of view. *Thermopluviometric synthesis: T: about 2 °C >, with peaks of 4 °C; P: 30 % >.*

Even though October 2001 was already part of the 2001-2002 hydrological year, its rather high temperatures and the lack of precipitations should however be mentioned. Such course is important from the

glaciological point of view because the lower part of some glaciers registered the partial melting of the September snow. This anomalous event favoured the measurement of the fronts, which had been impossible in September because of the snow cover. The weather conditions of this month anticipated an autumn season, and especially a winter, characterized by a totally opposite course compared to the previous one; the winter was so negative for the glaciers mass balance that it frustrated the benefits of the extraordinary 2000-2001 accumulation season.

Tab 1: see page 165

3 - SYSTEMATIC PART

715 PRACUPOLA 2001.09.11 QMF: 2890 moderate growth
Despite a thin layer of fresh snow on the whole surface, it was possible to see a complete and homogeneous old snow cover on the whole front sector. Moreover, a considerable quantity of winter snow laid at the bottom of the rocky escarpment under the snout, enough to fill the whole proglacial sector. Under such conditions it was impossible to carry out the usual survey of the snout variation, which was assumed to be nil (see General). The snout was covered with snow. *Snow-line*: 2890 m. (L. Tomaselli, M. Petronella).
Average annual variation: 0 m

859 CENTRALE DEL LAGO 2001.08.25 QMF: 2400 slight growth
The glacial body was rather uneven, cut by crevasses and crevices of various shape and dimensions; the situation was identical to the previous campaign. The winter snow cover that was still holding on was distributed very irregularly because of the rather uneven topography. Therefore, it was only possible to estimate its altimetric level, the most reliable altitude being 2300 m. Some thick and wide stretches of snow laid close to the snout sector and in the proglacial area. The left lobe, one of the three tongues, showed the clear signs of a slight growth, which cannot be quantified because of the presence of residual snow. The lobe was covered by consistent drift. *Snow-line*: 2300 m. (P. Bruschi). Average annual var.: + 5 m (uncert.)

Photo 2 (Pracupola Glacier): see page 166

718 SOI 2001.08.19 and 10.14 QMF: 2750 moderate growth
Two different on-site investigations were carried out, without succeeding in surveying the snout's variations; one took place in August, the other in October. During the former investigation the snout position could not be identified because of a thick old snow cover, while during the latter the fresh snow obstructed the survey. The glacier, therefore, was considered as unchanged. *Snow-line*: 2800 m. (M. Gianni, L. Belli).

Average annual variation: 0 m

Photo 3 (Centrale del Lago Glacier) and 4 (Superiore del Gioveretto Glacier): see page 167

Photo 5 (Inferiore Occidentale del Gioveretto Glacier): see page 168

719 SUPERIORE DEL GIOVERETTO 2001.08.20 QMF: 2930 moderate growth
The glacier was completely covered with winter residual snow, except for a small area on the snout's left, where the ice thickness was limited; probably a small, local melting phase caused a minimum retreat. On the whole, the snout sector could however be considered as unchanged, even though it was not possible to make a direct measurement because of the residual snow. According to some surveys in the lower snout sector, the firn thickness was 30 cm. The analysis of the intermediate sector gave further confirmation of the abundant winter accumulation; a thick residual snow cover, from which only some rocks emerge, was spread on the rocky step that until the year 2000 tended to split the glacial body into two parts. The two subunits, the lower and the upper one, were therefore consolidated. *Snow-line*: 2930 m. (G. Belli).

Average annual variation: 0 m

722 GIOVERETTO INF. OCCIDENTALE 2001.08.20 QMF: 2785 slight growth
Even though the on-site investigation was carried out rather early, the consistence and the extension of the winter snow cover were exceptional. What seemed to be uncovered ice emerged only at a limited, sub-circular central area, where the wind probably played a key role in removing the accumulation. The snout could not be identified due to the abundant residual snow and the snout variation was considered nil. The snout was covered with snow. *Snow-line*: 2800 m. (G. Belli).

Average annual variation: 0 m

728 VEDRETTA SERANA 2001.10.21 QMF: 2870 moderate shrinkage
Two years after the last on-site investigation, the glacier shrinkage in the western sector seemed to be proceeding with the same intensity, despite abundant winter residual accumulation. The rocky inlier that began to emerge in the early 90s, causing the subdivision of the tongue into two different lobes, was now so enlarged that it formed a continuous rocky step, above which the retreating snout was located. The snout measurements, carried out with the usual markers positioned on the flat proglacial area, were more and more difficult because of the distance and the new conditions of the terrain; in the future, the markers will have to be relocated. Despite the abundant residual snow cover and a thick snowfall during the investigation, the snout's edge could be easily identified; the measurements of the distances made with a laser rangefinder

were quite accurate. The average snout retreat over a period of two years seemed to be considerable, even though mainly due to the previous year, when an ice mass separated from the front. *Snow-line*: 2900 m. (F. Secchieri).

Average annual variation (1999): - 40.5 m

729 VEDRETTA ULTIMA 2001.10.21 QMF: 2780 slight growth
The on-site investigation were carried out under non-optimal environmental conditions, which anyway did not obstruct the gathering of most of the useful survey data, thanks to the ablation occurring in October which removed the September snow from part of the surface. Some of the snout area was covered by morainic material, mainly formed by large boulders. The characteristic proglacial lake was still located in front of the right (eastern) glacier sector and seemed slightly larger, mainly as a result of the snout retreat; the snout was still sunk into the waters. A large crevasse opening in the surface moraine highlighted the max ice thickness in this area. The lake was 45 m-large and 74 m-long. It was difficult to establish its depth, which however should not exceed 1 m. *Snow-line*: 2850 m. (F. Secchieri). Average annual variation: - 7.5 m

730 VEDRETTA ALTA 2001.10.20 QMF: 2690 unchanged
The on-site investigation of this glacier, as with other glaciers in Val Martello, has taken place in October thanks to the particularly mild climate following the September snowfalls and the melting of the fresh snow. The linear retreat of the snout should be charged to the previous year, because the very good conditions of the residual snow cover did not seem to have favoured a significant net melting. *Snow-line*: 2780 m. (F. Secchieri). Average annual variation: - 9.5 m

Photo 6 (Vedretta Lunga Glacier): see page 169

733 VEDRETTA LUNGA 2001.10.06 QMF: 2650 unchanged
Most of the fresh snow fallen in September was still keeping on the day of the survey and still partially covering the snout sector. Despite the anomalous year, the particular snout position (unfavourable exposure and altitude) promoted some kind of ablation causing a limited retreat. No relevant variation was noticed on the whole glacial body. The rocky headland, that over the last few years appeared to progressively isolate the ablation tongue from the accumulation basin, had apparently reduced; this impression obviously came from the abundant old snow cover, also present in large areas outside the glacier surface. *Snow-line*: 2800 m. (M. Tumler). Average annual variation: - 10 m

749 ZAI DI DENTRO 2001.08.26 QMF: 2980 unchanged
The survey of this glacier was carried out again after a 10-year interval. Very good conditions for the survey were registered on the day of the on-site investigation; the residual snow cover favoured the clear identification of the glacial body's outline, above all in the lower sector. The lower limit of the old snow, established to be at 3050 m, was clear and even. The morphology of the snout and proglacial sector was very interesting because of the presence of a small lake, 30 m large, where the snout, partly cliff-shaped, was sinking into. *Snow-line*: 3050 m. (M. Pegolotti).

750 ZAI DI MEZZO 2001.08.26 QMF: 2880 slight shrinkage
The conditions for the survey were favourable thanks also to the limited extension of the old snow in the lower sector of the unit, where the glacier's outline was well identifiable. The seasonal snowfall was quite wide also outside the glacial body, at its right and at the bottom of the Croda del Forno. The morainic cover seemed to be considerably reducing especially on the snout's left side, which made the measurements easier. The small proglacial lake was smaller than in the year 2000. *Snow-line*: 3000 m. (M. Pegolotti). Average annual variation: - 5 m

751 ZAI DI FUORI 2001.08.26 QMF: 2870 unchanged
The abundant residual snow cover and the large mass of morainic material on the unit made it difficult to evaluate the ongoing dynamic phase. By viewing it from the peak of the Croda di Cengles, it was possible to quite clearly interpret the relationship between the glacial body and the surrounding areas; the correct identification of the snout still remained a problem to be solved. The avalanche cones connecting the glacier with the avalanche gorges of the eastern wall of the Cima Vertana had apparently enlarged. The narrow, steep and crevassed catchment branch of the glacier hanging from the Cima Vertana seemed to be well covered with snow. *Snow-line*: 3000 m. (M. Pegolotti). Average annual variation (1999): - 3.5 m

Photo 7 (Zai di Dentro Glacier): see page 170

Photo 8 (Zai di Dentro Glacier and its lake) and photo 9 (Zai di Mezzo Glacier): see page 171

762 SOLDA 2001.09.02 QMF: 2650 slight shrinkage
The recent snowfall made it difficult to interpret the glacier's surface conditions. The surveyed sector was characterized by an abundant morainic cover. By using the photographic records of the previous years, it was possible to establish that the mass reduction was very slight, especially with respect to the recent trends. The lake in front of the snout was rapidly being filled by drift. The only possible measurement was carried out with the central-snout marker, not used in 2000, so the variation figure refers to 1999. *Snow-line*: 2950 m. (G. Barison, B. Marchetto). Average annual variation (1999): - 11 m

770 TRAI FOI 2001.09.01 QMF: 2350 slight shrinkage
Following the recent snowfall it was not possible to evaluate the limit of the residual snow, which however seemed to be located above the tongue's lower sector. The snout of the eastern lobe was characterised by a considerable drift cover,

which probably favoured a limited summer ablation. The western snout was instead much more flattened. *Snow-line*: 2900 m. (G. Barison, L. Olivieri). Average annual variation: - 14 m

771 MADACCIO 2001.09.01 QMF: 2370 slight shrinkage
A thin layer of fresh snow highlighted the outline of the indented glacier's snout, which was usually not identifiable because of morainic cover and dirty ice. There was no residual snow on the whole lower sector of the glacier, while the snow-line in the accumulation basin was located at 2900 m (28.08). This situation could also result from the relatively low altitude reached by the snout; the firn, whose accumulation was not favoured by avalanches, had disappeared in the summer. *Snow-line*: 2900 m. (B. Marchetto, C. Zanotto). Average annual variation: - 17 m

Photo 10 (Madaccio Glacier): see page 172

793 SALDURA SETTENTRIONALE 2001.08.19 QMF: 2850 moderate growth
The snout could not be identified because of a consistent and wide residual snow blanket. Such cover extended in particular on the lower left sector, mostly outside the glacial surface. The temporary limit of the old snow run evenly at around 2950 m. The two visible gorges of the N crest of Cima Lazaun were characterised by a consistent snowfall, though no record exists because they were not surveyed in the previous campaigns. *Snow-line*: 2950 m. (M. Sabbadini). Average annual variation: 0 m

794 SALDURA MERIDIONALE 2001.08.19 QMF: 2775 unchanged
The on-site investigation was favoured by good survey conditions, so it was possible to carry out a detailed analysis of the whole glacier surface. The winter snowfall covered evenly and continuously the entire upper basin as well as most of the central sector, where it extended on both sides of the ablation tongue, leaving the central part of the surface uncovered up to about 3000 m. A double medial moraine was about to form in the lower sector. *Snow-line*: 3000 m. (M. Sabbadini). Average annual variation: - 3.5 m

Photo 11 (Saldura Meridionale and Saldura Settentrionale glaciers): see page 173

795 RAMUDLA SETTENTRIONALE 2001.10.16 QMF: 2800 uncertain
The glacier was characterised by a limited cover of fresh snow as well as by a thick and full residual snowfall, as confirmed by the direct surveys carried out at the right tongue's snout. *Snow-line*: 2800 m. (P. Bruschi). Average annual variation: 0 m

Photo 12 (Giogo Alto Glacier): see page 173

813 GIOGO ALTO 2001.10.12 QMF: 2735 unchanged
The skiing activity had direct consequences on the glacier's mass balance, especially where the skilifts were directly installed on the ice. A huge bank was visible: it was formed by the old snow removed from other areas of the surface. Apart from the fresh snow distributed on the whole surface, an unusual event could be observed; the partial freezing of the proglacial lake touching the snout's immersion point. *Snow-line*: 2800 m. (R. Longhino).

883 GRAN VEDRETTA ORIENTALE 2001.10.13 QMF: 2500 slight growth
The snout sector was considerably thicker and had enlarged its area, if compared with the pictures taken last year, but the snout measurements were unreliable because of old and new snow covers and drift making the glacier lower limit very difficult to identify. Therefore, the active snout could not possibly coincide with the visible ice limit, located higher up. Wide stretches of snow extended in the areas surrounding the tongue and touching it, like in the lower third of its left side. *Snow-line*: 2500 m. (L. Pastori, G. Sartori, S. Rosa). Average annual variation: 0 m

Photo 13 (Gran Vedretta Orientale Glacier): see page 174

884 GRAN VEDRETTA OCCIDENTALE 2001.10.13 QMF: 2500 slight growth
The glacier's active snout seemed to be the one immediately above the large central cone formed by snow and firn, by morainic material and by a non-definable mass of buried ice. The large snow fault at the bottom of the rocky wall to the left of the snout was not there in 2000. The whole tongue morphology indicated that the net ablation had been rather limited also in the steeper and more crevassed medial sector, even though not covered with winter snow. Despite the lack of variation measurements, the snout variation should be considered as insignificant; the estimate being certainly conservative. *Snow-line*: 2500 m. (L. Pastori, G. Sartori, S. Rosa). Average annual variation: 0 m

902 NEVES ORIENTALE 2001.10.04 QMF: 2585 moderate shrinkage
Though the year was favourable to the glacialism, this unit registered a retreat that was noticed only on the basis of the snout's variation measurements. The values were however lower than the ones of the previous years; no retreat was registered at one of the three markers used. With regards to the general situation of the glacial body, there were no differences versus the year 2000, except for a wide residual snow cover that could not be completely defined at its lower limit because of the thin fresh snow blanket. *Snow-line*: n.r. (R. Da Re, P. P. Degli Esposti). Average annual variation: - 13 m

908 RIOTORBO 2001.10.14 QMF: 2670 unchanged
 A consistent layer of fresh snow covered the whole glacial surface, making it impossible to survey the main glaciological parameters. The survey of the positive snout variations was definitely not reliable due to the uncertainty in the identification of the snout's outline. *Snow-line*: 2670 m. (R. Da Re). Average annual variation: + 1 m

Photo 14 (Gran Vedretta Occidentale Glacier): see page 175

912 PREDOI 2001.09.08 QMF: 2450 slight shrinkage
 The usual surveys of the snout variations were carried out, though the presence of a thin layer of fresh snow accounted for the uncertainty of the measurements. The dimensions of the small proglacial lake resulted: L 46 m; W 18 m. *Snow-line*: n.r. (P. P. Degli Esposti). Average annual variation: - 8 m

913 LANA 2001.09.08 QMF: 2250 unchanged
 The presence of fresh snow on the whole glacial surface was noteworthy. Such cover did not obstruct the surveys at the three snout's signs, one of which registered no variations. *Snow-line*: n.r. (P. P. Degli Esposti). Average annual variation: - 4 m

920 ROSSO DESTRO (VEDRETTA ROSSA) 2001.10.07 QMF: 2520 slight shrinkage
 The recent shrinking phase of the glacial body was still ongoing, even though its present rhythm was definitely slower than in the past. On the whole, no further significant morphological variations could indeed be observed. *Snow-line*: 2900 m (P. Degli Esposti). Average annual variation: - 2.5 m

ABSTRACT

Al termine dell'estate 2001, un esteso e profondo innevamento residuo copre la gran parte dei 26 ghiacciai dell'Alto Adige sottoposti a rilievo, con un conseguente, vistoso ampliamento dei bacini collettori. Tale accumulo nevoso e la ridottissima ablazione estiva producono un bilancio di massa molto positivo. Questa condizione, che interrompe un lungo periodo di contrazione della copertura glaciale della Provincia di Bolzano, è stata causata da una stagione di accumulo 2001-2001 assai umida, che ha portato forti nevicate, soprattutto nei mesi di ottobre e novembre 2000 e gennaio e marzo 2001.

Parole chiave: *ghiacciai dell'Alto Adige, campagna glaciologica 2001*

At the end of the 2001, summer a large and deep residual snow blanket covered most of the 26 surveyed glaciers of the Alto Adige; consequently, the catchment basins considerably enlarged. Such snow accumulation, together with the very limited summer ablation produced a very positive mass balance. This condition, which breaks a long period of glacial retreat in the Province of Bolzano, has been caused by a very humid 2000-2001 accumulation season, which laid abundant snowfalls, especially in October and November 2000 and in January and March 2001.

Key words: *glaciers in Alto Adige, 2001 glaciological campaign*

À la fin de l'été 2001, un reste neigeux très grand et profond couvre la plupart des 26 glaciers de l'Alto Adige qui ont été analysés. Par conséquent, on a observé un évident élargissement des bassins d'accumulation. Cette accumulation de neige et la faible ablation pendant l'été donnent un bilan de masse très positif. Cette situation, qui arrête la longue période de réduction des glaciers dans la province de Bolzano, s'est vérifié grâce à une saison d'accumulation 2000-2001 très humide: en effet, surtout aux mois d'octobre et novembre 2000 et aux mois de janvier et mars 2001, on a eu des remarquables chutes de neige.

Mots clés: *glaciers de l'Alto Adige, campagne glaciologique 2001*

ITINERARIO DI VISITA n° 1.2002

IL “NEVAIO “ DEL GRIGNONE

Nel suo volume “Le Grigne”, del 1937, Silvio Saglio così descrive il minuscolo nevaio che caratterizza il versante Nord Est della Grigna Settentrionale: *”si sale tra biancastre scogliere in mezzo a caotici ammassi di rocce frantumate, sino a giungere al principio del nevaio che occupa il fondo del bacino. Diviso in due da un accumulo di detriti, incassato tra nude pareti, esso dà al luogo un carattere severamente alpino...”*. Da allora alterne vicende climatiche si sono succedute per molti anni; ma oggi, all’inizio del ventunesimo secolo, la descrizione di Silvio Saglio trova ancora valida conferma sul terreno.

Si tratta in realtà di due minuscoli glacionevati di origine valanghiva che occupano il Canalone del Nevaio fra i 2100 e i 2300 m di quota. Le due placche, inferiore e superiore, si susseguono lungo il fondo del canale e presentano, al termine della stagione di ablazione, una lunghezza approssimativa di 100 m e una larghezza di circa 30 ciascuna. Per le ridotte dimensioni il piccolo apparato non può essere accatastato, anche se rientra fra i *siti glaciogeni attivi* ed è probabilmente l’unico della “regione insubrica” italiana.

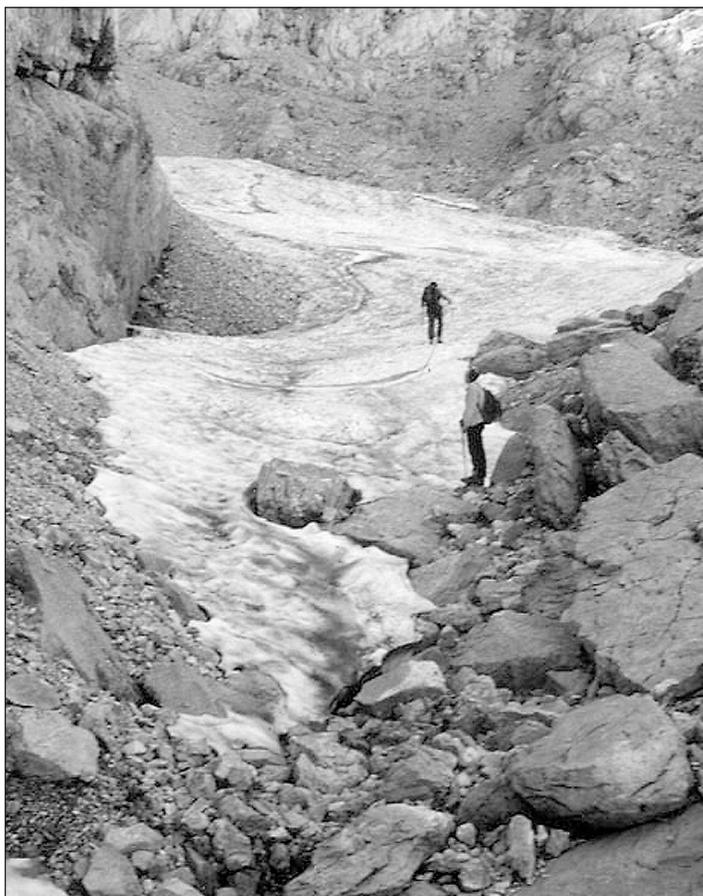


Foto 1: la placca superiore del “Nevaio” il 13 ottobre 2001 (C. Scolari).

Photo 1: The upper stretch of the “Nevaio” on the 13th October 2001 (C. Scolari).

Il grande circo del Moncodeno, attraversato dall'itinerario descritto, durante l'ultima glaciazione era ricoperto dal ghiaccio mentre oggi si presenta grandiosamente carsificato. La sua superficie è punteggiata da campi solcati, doline e pozzi profondi. In molte di queste cavità, come nella famosa "Ghiacciaia di Moncodeno", è presente ghiaccio ipogeo. Proprio ai lati del bacino del nevaio, enormi cavità verticali, profonde decine di metri, sconsigliano ascensioni invernali o comunque sul terreno innevato. La salita lungo l'itinerario nella stagione indicata è invece priva di pericoli. La zona ha avuto in passato, remoto e prossimo, illustri visitatori: fra questi, Leonardo da Vinci, Nicola Stenone, Antonio Stoppani e Giuseppe Nangeroni.

INQUADRAMENTO CLIMATICO

La "regione insubrica" italiana (province di Lecco, Como, Varese, Verbano/Cusio/Ossola) è caratterizzata da un clima dolce, mitigato dalla presenza della grande massa d'acqua del Lario e dall'alternarsi delle brezze. Il Gruppo delle Grigne costituisce la prima importante barriera a Nord della Pianura Padana e, contemporaneamente, un notevole blocco alle correnti provenienti dal settore Sud-Occidentale. Il clima del territorio posto oltre i 2000 m di quota è di tipo alpino, ma con precipitazioni generalmente più intense. Esse presentano due massimi, uno in primavera e uno tardo estivo autunnale, e il minimo in inverno; la loro distribuzione può essere molto irregolare (valgano come esempi opposti gli anni idrologici 1999-2000 e 2000-2001).

Venendo più specificatamente al "Nevaio", la temperatura media mensile del sito è inferiore allo zero nei mesi che vanno da novembre ad aprile ed è questo il periodo in cui si ha generalmente accumulo di neve. Le precipitazioni medie del periodo degli apporti si aggirano intorno ai 750 mm di equivalente in acqua a fronte dei 2050 mm dell'intero anno. In invernate eccezionalmente umide, come il 2000-2001, l'apporto nevoso può tranquillamente raddoppiare rispetto alla media mentre in inverni secchi, come quello del 1999-2000, le precipitazioni possono scendere al di sotto dei 500 mm. Le ripide e alte pareti che sovrastano il nevaio scaricano tutta la neve caduta nello stretto canalone sottostante, accumulando in annate favorevoli uno spessore superiore ai 15 metri di neve di valanga, con una densità superiore ai 550 kg/m³.

A maggio, con le prime piogge, si ha il crollo delle grandi cornici di neve che pendono dalla cresta che dal Pizzo della Pieve va alla Grigna Settentrionale: tale evento segna il termine della fase di alimentazione. Il "Nevaio" inizia la sua lunga lotta per la sopravvivenza. Nelle prime decadi di giugno l'innervamento invernale scompare dai pendii circostanti e fino alla fine di ottobre saranno solo l'efficacia della schermatura orografica, l'esposizione favorevole, la densità del nevato, la natura carsica del terreno (che tiene lontana l'azione erosiva delle acque ruscellanti dei violenti temporali estivi) e infine la presenza, favorita dalla vicinanza del lago, di una spessa nube orografica ("el capell") a conservare il nevato nei caldi pomeriggi estivi. A causa della bassa altitudine la perdita di spessore del nevato è spettacolare e nelle più calde giornate di luglio supera i 10 cm al giorno. Nelle annate più sfavorevoli, a settembre viene allo scoperto il ghiaccio degli strati profondi e in qualche raro caso, come nella tarda estate del 1987, si ha la scomparsa del nevaio.

ITINERARIO DI ACCESSO

Difficoltà: E. Nel tratto dal "Nevaio" alla vetta del Grignone EE.

Dislivello: 740 m fino al nevaio; altri 210 m per raggiungere la vetta.

Tempi di marcia: dal posteggio al Rif. Bogani ore 1,15; dal rifugio al "Nevaio" ore 1; dalla base del nevaio alla vetta ore 0,45.

Discesa: per lo stesso itinerario di salita o per la via della Ganda di pari difficoltà (segnavia 25).

Accesso: da Lecco a Varenna per la vecchia strada provinciale (Km 21) poi a Esino Lario (Km 13) quindi al Passo di Cainallo (Km 5: albergo e piccola sciovina). Proseguire per la carrozzabile, nell'ultimo tratto sterrata, fino all'ampio parcheggio del Vò di Moncodeno alla testata della piccola Valle di Cino (Km 1,5 circa).

Stagione: luglio, agosto, settembre.

Attrezzatura: a inizio e fine stagione ramponi e bastoncini da sci o piccozza.

Cartografia: T.C.I. Gruppo delle Grigne 1:20000; I.G.M. Pasturo 32 I NE 1:25000.

Il sentiero (segnavia 24) si innalza nel bosco di faggi e raggiunge rapidamente il Vò di Moncodeno, dopo aver compiuto una evidente curva (cappelletta con belvedere sulla Valle dei Mulini e sulle Orobie Occidentali). Da qui ci si immette nella Valle dei Mulini e si procede a mezza costa, attraversando su cenge la testata di alcuni canaletti, fino a giungere al bivio per la Bocchetta di Prada e il Rifugio Bietti. Si lascia sulla destra questo sentiero e si scende verso sinistra nella franosa Valle delle Lavine (segnavia 25). Verso valle si ergono i due torrioni del Frate e della Monaca.

Recuperato il dislivello perso, con un ampio giro si lasciano a sinistra, tra i primi larici, i sentieri per Prato San Pietro e la Ghiacciaia di Moncodeno e si raggiungono i pascoli e le baite dell'Alpe di Moncodeno (1680 m). Si prosegue prima nei pascoli, poi nel lariceto con direzione Sud Est e in breve, superati alcuni avvallamenti, si raggiunge il Rifugio Bogani (1816 m).

Dal rifugio si prosegue per pochi minuti lungo l'itinerario 25 (diretto al Grignone per la via della Ganda), lasciandolo poi sulla destra in prossimità del palo con frecce-segnavia indicante la via del Nevaio (segnavia 37). Sempre con direzione Sud Est, si attraversano alcune conche (le "Foppe"), dapprima nel bosco più rado poi fra pascoli e ghiaie, puntando alla depressione del passo di Val Cugnoletta o Zapell (1906 m). In questo luogo desolato pare si aggirino le anime dei pastori del luogo condannati alla pena per non aver osservato il dovere della messa festiva. Senza scendere verso il grande canalone ghiaioso sottostante il passo, si punta decisamente a Sud e si entra nel selvaggio e un po' tetto bacino che adduce al Nevaio. Si risalgono, badando ai segnavia e a qualche ometto, caotici ammassi rocciosi fino a raggiungerlo.

Chi si aspetta la Brenva sarà deluso, ma l'importante è che "Lui" sia ancora lì e che attenda i prossimi curiosi visitatori. Le due placche nevose, di pendenza modesta, possono di norma essere risalite al centro senza ramponi evitando il malsicuro sentiero che le aggira sui bordi. Chi volesse continuare per la vetta e il Rifugio Brioschi dovrà ancora soffrire una mezz'ora abbondante.



Foto 2: la placca inferiore del "Nevaio" il 21 agosto 2001 (C. Scolari).

Photo 2: the lower stretch of the "Nevaio" on the 21st August 2001 (C. Scolari).

Fig.1: l'itinerario di salita al "Nevaio" e alla Grigna Settentrionale



(dai tipi della carta del Touring Club Italiano D51, Gruppo delle Grigne, 1:20.000).

*Fig. 1: the uphill itinerary to the "Nevaio" and to the Northern Grigna
(from the types of the map of the Touring Club Italiano D51, Gruppo delle Grigne, 1:20.000).*

Nube orografica permettendo, potrà godersi un panorama che comprende le cime e i ghiacciai del Monte Rosa, del Dom, del Sempione, delle Alpi Bernesi, dell'Adula, dello Spluga, della Val Masino e del Bernina. Dal vertice del Nevaio, il sentiero risale il franoso imbuto del canale con un tratto che richiede attenzione. Poco sopra, con un traverso, sbuca in cresta alla Bocchetta del Nevaio (2315 m). Si segue quindi, per tracce di sentiero, la cresta verso Sud-Ovest raggiungendo facilmente e in breve la vetta. (Corrado Scolari, Servizio Glaciologico Lombardo).

ITINERARY NR. 1.2002

THE GRIGNONE SNOWFIELD

In his book “Le Grigne” of 1937, Silvio Saglio describes the tiny snow field characterising the N.E. side of the Northern Grigna as follows: “*si sale tra biancastre scogliere in mezzo a caotici ammassi di rocce frantumate, sino a giungere al principio del nevaio che occupa il fondo del bacino. Diviso in due da un accumulo di detriti, incassato tra nude pareti, esso dà al luogo un carattere severamente alpino...*”¹. Since then, very many alternating weather events have occurred, but today, at the beginning of the 21st century, the description of Silvio Saglio still reflects the present conditions on the ground.

There are actually two tiny glacierets, fed by avalanches, set into the Canalone del Nevaio between 2100 and 2300 m of altitude. The two stretches, the lower and the upper ones, are arranged one after the other along the bottom of the canal and at the end of the ablation season each is approximately 100 m-long and 30 m-large. Because of its limited size, the small unit cannot be registered in the cadastre of the Italian Glaciers, even though it is probably the only one in the Italian “*regione insubrica*” that falls into the category of *active glaciogenic sites*.

Photo 1: see page 183

The big Moncodeno cirque, which is part of the above itinerary, was covered with ice during the last glaciation and is now largely arranged in a karst system. Its surface is dotted with furrowed fields, dolines and deep shafts. There is hypogean ice in many of these caves, as in the famous “Ghiacciaia di Moncodeno”. Immediately to the sides of the snowfield, huge vertical sinkholes, dozens of meter deep, discourage a climb in wintertime or whenever the area is blanketed with snow. No risks are involved if the itinerary is traveled in the suggested seasons. It is worth mentioning that, in the remote and recent past, the area was visited by well-known people; amongst others, Leonardo da Vinci, Nicola Stenone, Antonio Stoppani and Giuseppe Nangeroni.

CLIMATIC CLASSIFICATION

The Italian “*regione insubrica*” (provinces of Lecco, Como, Varese, Verbano-Cusio-Ossola) is characterised by a mild climate because of the nearby large Lario water mass and of alternating breezes. The Grigne Group represents on one hand the first important barrier north of the Po Valley and on the other hand a considerable obstacle to currents coming from the Southwest. The climate in the area located above 2000 m is alpine, though the precipitations are generally more intense. There are, in fact, two maximums, one in spring and one in late summer/fall, and one minimum in winter; their distribution can be very irregular (take the two opposite examples of the hydrological years 1999-2000 and 2000-2001).

Considering the “Nevaio” in detail, the average monthly temperature falls below freezing in the period between November and April, which corresponds to the accumulation season. The average precipitation during the supply period can be equated to 750 mm of water, out of a yearly total of 2050 mm. During exceptionally humid wintertime, like in 2000-2001, the snow supply can easily double the average, while during dry winter seasons, like in 1999-2000, precipitation can drop below 500 mm. The steep and high walls above the glacierets discharge all the snow onto the underlying narrow gorge; during favourable years, more than 15 m of avalanche snow, with density greater than 550 kg/m³, can be accumulated.

Following the first rainy events of May, the large snow ledges hanging from the crest running from the Pizzo della Pieve to the Northern Grigna collapse. This event signals the end of the feeding phase, hence the “Nevaio” starts its struggle for survival. In the first decades of June, the winter snow disappears from the surrounding slopes and, until the end of October, the snow cover will be preserved during the hot summer afternoons only by the efficacy of the orographic shield, the favourable exposure, the density of the snow, the karst nature of the ground (preventing the erosive action of the waterflows that follow the violent summer rainstorms) and, finally, by the presence of a thick orographic cloud (“*el capell*”) favoured by the nearby lake. Because of the low altitude, the thickness reduction of the snowfield is spectacular, exceeding 10 cm per day during the hottest days of July. In the most unfavourable years, the ice of the deeper layers surfaces in September and it may even disappears entirely, as in the late summer of 1987.

¹ ...one goes up among whitish ridges, through chaotic heaps of fractured rocks, until one gets to the foot of the icefield laying on the bottom of the basin. Split by a mass of detritus, set between bare walls, it gives the site a typical, austere alpine look.

ACCESS ITINERARY

Difficulty: E; EE in the stretch from the “Nevaio” to the peak of Grignone.

Difference in altitude: 740 m up to the snowfield; another 210 m to reach the peak.

Hiking time: from the parking lot to the Bogani Refuge 1h15'; from the Refuge to the “Nevaio” 1h; from the bottom of the snowfield to the summit 45'.

Descent: via the same uphill itinerary or via the Ganda path (trail sign 25- same difficulty).

Access: from Lecco to Varenna along the old provincial road (km 21) then to Esino Lario (km 13), then to Passo di Cainallo (km 5: hotel and small ski lift). Proceed along the carriage road, unpaved in the last stretch, to reach the large parking lot of Vo' di Moncodeno at the head of the small Cino Valley (about 1.5 km).

Season: July, August, and September.

Equipment: both at the beginning and at the end of the season crampons and ski poles or ice axe.

Cartography: T.C.I. Gruppo delle Grigne 1:20000; I.G.M. Pasturo 21 I NE 1:25000.

The path (trail sign 24) goes up into the beech wood and quickly reaches the Vo' di Moncodeno after a sharp turn (chapel with lookout on the Mulini Valley and on the Western Orobic Alps). From here, one enters the Mulini Valley, where the path is cut halfway up the hillside, proceeding on ledges over the heads of some small gullies until reaching the junction to the Bocchetta di Prada and the Bietti Refuge. One then leaves the main path and goes down, to the left, into the Lavine Valley (trail sign 25). Two towers, named Frate and Monaca, rise downhill. After regaining the altitude lost and after a wide turn, amongst the first larches one leaves to the left the paths leading to Prato San Pietro and the Ghiacciaia di Moncodeno and reaches the grazing grounds and the huts of the Alpe di Moncodeno (1680 m). One then proceeds, first on pastures then in the larch wood, to the Southeast and shortly reaches the Bogani Refuge (1816 m) after passing a few subsidences.

From the Refuge one proceeds for a few minutes along the itinerary 25 (to the Grignone through the Ganda path), leaving it then to the right at the pole with arrow-trail signs pointing to the Nevaio (trail sign 37). Keeping a Southeastern direction, one goes through some hollows (the “Foppe”), first in the scattered wood then amongst pastures and scree, heading for the depression of the Val Cugnoleta pass or Zapell pass (1906 m). It's being said that, wandering in this desolate place, are the spirits of the local shepherds punished for deserting their festive church functions. Without going down to the large gravelly gully lying under the pass, one heads to the South and enters the wild and gloomy basin leading to the Nevaio. By carefully keeping to the trail signs and some cairns, one climbs some rocky masses until reaching the Nevaio.

Those expecting a Brenva-like glacier will be disappointed, but the important thing is that the Nevaio is still there, waiting for the next curious visitors. The two snow stretches have a moderate slope and can usually be climbed in the middle without crampons, thus avoiding the unsafe path going around them. Those wanting to proceed towards the summit and the Brioschi Refuge will have to suffer another good 30 minutes.

Photo 2: see page 185

Fig. 1: see page 186

Orographic cloud permitting, one can enjoy an unobstructed view of the peaks and the glaciers of Monte Rosa, Dom, Sempione, Alpi Bernesi, Adula, Spluga, Val Masino and Bernina. From the top of the Nevaio, the path goes up through a funnel-shaped gully subject to landslides and requiring some attention. Just above, after a traverse, the path reaches the crest at the Bocchetta del Nevaio (2315 m). Then, following scattered tracks, one proceeds along the crest towards the Southwest, reaching the summit easily and quickly (Corrado Scolari, Servizio Glaciologico Lombardo).

ITINERARIO DI VISITA n° 2.2002

IL GHIACCIAIO DEL CANIN

Nel precedente numero di *Terra glaciālis* (4) si è proposta la visita al suggestivo Ghiacciaio del Montasio. In questa occasione si vuole completare la conoscenza del glacialismo friulano accompagnando il lettore al più famoso Ghiacciaio del Canin. Il toponimo Monte Canin, indicante la cima di quota 2587 m, viene in realtà esteso all'intero gruppo montuoso facilmente visibile dalla pianura friulana. Si tratta in ogni caso della cima più conosciuta delle Alpi Giulie. La catena, lunga almeno 10 km ed elevata fra i 2400 e i 2600 m, sui versanti settentrionali presenta pareti quasi verticali che sovrastano il margine superiore dei ghiacciai di almeno 200 m. Secondo il Catasto dei Ghiacciai Italiani (C.N.R. - C.G.I., 1959-1962) nel gruppo del Monte Canin si riconoscono quattro ghiacciai separati da due speroni rocciosi principali (il primo si stacca tra il M. Prestrelenig e il M. Ursic, mentre il più esteso congiunge il M. Ursic col Bila Pec). Da Est a Ovest incontriamo il Ghiacciaio del Prestrelenig, il Ghiacciaio dell'Ursic, il Ghiacciaio Orientale del Canin e il Ghiacciaio Occidentale del Canin.

Nel 1985, in occasione dei sopralluoghi per la raccolta dati del World Glacier Inventory, i ghiacciai del Prestrelenig e dell'Ursic venivano classificati come glacionevati (C.G.I., 1986).

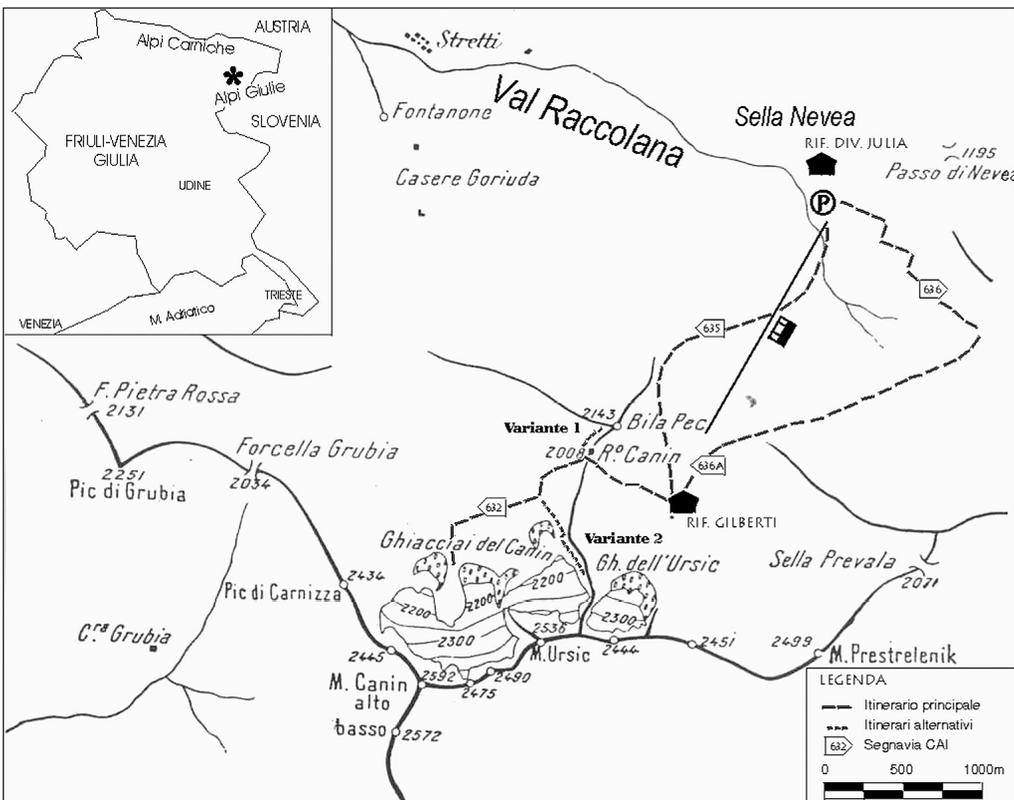


Fig. 1: schizzo topografico dei ghiacciai del Gruppo del Canin (O. Marinelli, 1910), con l'itinerario e le varianti (1:50.000). NB: le quote indicate in questo schizzo non sono attendibili; quelle esatte sono riportate nel testo.

Fig. 1: topographic sketch of the Canin Group glaciers (O. Marinelli, 1910) with the itinerary and the alternative routes (1:50.000). NB: the altitudes indicated in this sketch are not reliable; the correct ones are given in the article.

I ghiacciai Occidentale e Orientale del Canin, che ho visitato nelle estati del 2000 e 2001, vengono spesso accomunati in un unico apparato, conosciuto col nome di Ghiacciaio del Canin.

La storia delle osservazioni glaciologiche nell'Arco Alpino italiano muove i suoi primi passi proprio su queste montagne; già nel lontano 1880, infatti, venivano posti segnali di misura sulla fronte del Ghiacciaio Occidentale.

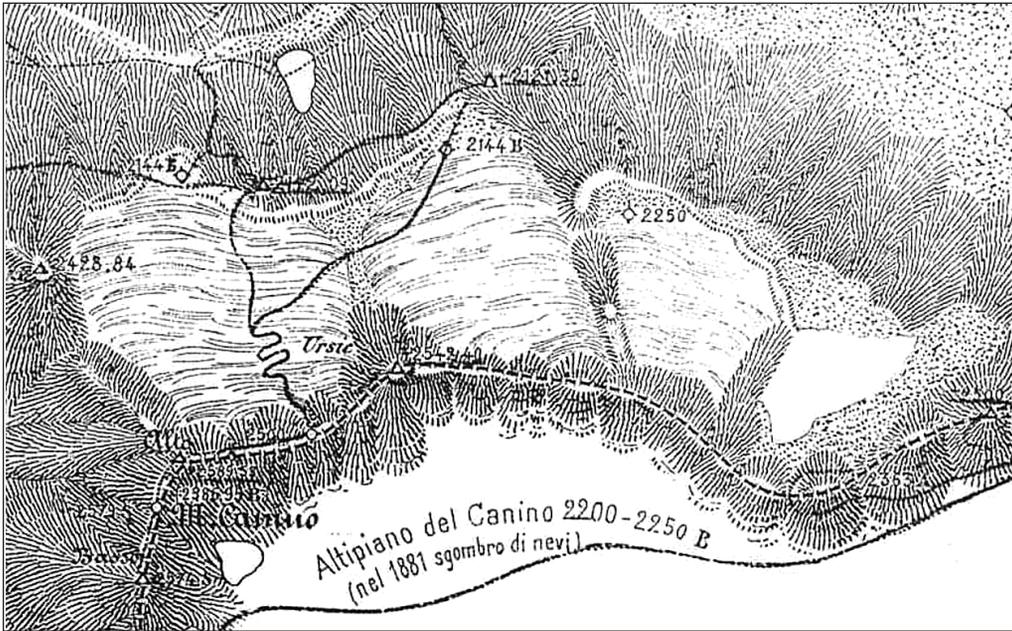


Fig. 2: stralcio della "Carta del Canale di Raccolana", nel settore dei ghiacciai del Gruppo del Canin, eseguita nel 1881 (da G. Di Brazzà, 1883).

Fig. 2: extract from the "Carta del Canale di Raccolana" in the sector of the Canin Group glaciers made in 1881 (by G. Di Brazzà, 1883).

GHIACCIAIO DEL CANIN: STORIA DELLE OSSERVAZIONI GLACIOLOGICHE

Le prime esplorazioni di tipo glaciologico vennero condotte negli anni 1880 e 1881 da Giacomo Di Brazzà Savorgnan, accompagnato dalla guida A. Siega. Nel corso dei suoi studi, l'Autore appose i primi segnali per la determinazione degli spostamenti dei ghiacciai del Canin: "Mi premeva sapere se anch'essi erano in ritiro come tutti gli altri, oppure se, fatta eccezione alla regola, aumentassero o restassero stazionari" (DI BRAZZÀ, 1883). Il 25 agosto 1880, sulla fronte Est del Ghiacciaio Occidentale del Canin venne posto il primo segnale di misura "Sul masso ove termina il ghiacciaio, [segnando] in carmino la data 25/8/80 con una freccia che indica il ghiaccio, le iniziali A. S. della guida Antonio Siega ed il mio nome". Tra l'agosto del 1880 e il settembre 1881, dopo un inverno scarso di nevicate, venne misurato un ritiro della fronte di 10 m e una riduzione di spessore pari a 1,5 m, "come, oltre ai segnali, era provato dalle pareti stesse ove è racchiuso; mostrando esse come una fascia più chiara lungo il pelo del ghiacciaio" (DI BRAZZÀ, 1883). Tra l'altro, Di Brazzà raccolse dai valligiani alcune note che segnalavano il raggiungimento del sentiero (fig. 1, segnava CAI 632) da parte del ghiacciaio intorno al 1860, a una distanza di almeno 300 m e con un dislivello superiore ai 200 rispetto alla posizione della fronte nel 1880. Sulla scorta delle osservazioni raccolte, l'Autore poté anche ipotizzare che, attorno al 1810, i ghiacciai avessero raggiunto il *Foran dal Muss*, 1,3 km più a valle della fronte dell'epoca. Va segnalato infine lo spirito avventuroso del Di Brazzà, che adattò un

ricovero, a circa 1773 m di quota, in cui visse dal 17 settembre al 5 ottobre 1881 (*“Per poter fare i miei studi, resi abitabile per alpinisti una grotta scavata sotto il muraglione del Bila Pec”*, DI BRAZZÀ, 1883).

Alle misurazioni del Di Brazzà seguì un'interruzione di 12 anni, fino a quando Olinto Marinelli riprese lo studio sistematico di questi ghiacciai nel periodo compreso tra il 1893 e il 1909 (MARINELLI, 1910). A partire dal 1893, il Marinelli posizionò sulla fronte Ovest del Ghiacciaio Occidentale del Canin tre segnali di misura (B, D, F), cui se ne aggiunsero due nel 1894 (A e C) e uno nel 1895 (E). Nel 1896 le segnalazioni vennero estese alla fronte Est del ghiacciaio Occidentale (G e H) e al ghiacciaio Orientale (I, L, M, N). Per l'ubicazione di alcuni di questi segnali si veda la fig. 3 (MARINELLI, 1909). Nel 1896, Marinelli, grazie al ritrovamento del segnale Di Brazzà, poté misurare un ritiro di 39 m in 16 anni (con una media annua di - 2,44 m). La diminuzione dello spessore per il periodo considerato venne stimata in 10-12 m.

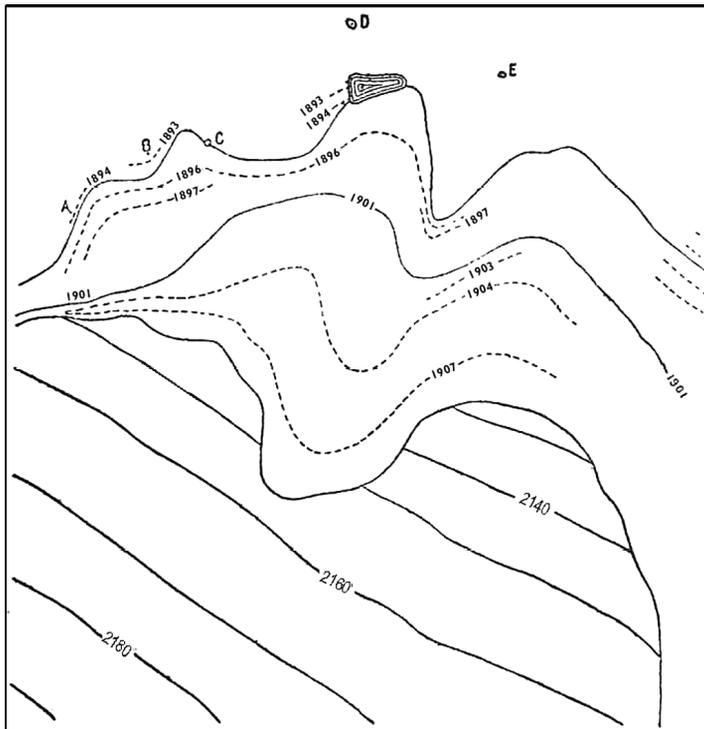


Fig. 3: variazioni frontali del Ghiacciaio Occidentale del Canin (fronte Ovest), tra il 1893 e il 1908 (scala 1:2000).

Fig. 3: front variations of the Western Canin Glacier (west tongue) between 1893 and 1908 (scale 1:2000).

In sintesi, Marinelli rilevò come: *“Durante il periodo di tempo che corre dal 1893 al 1897 i ghiacciai del Canin diminuirono di volume e di estensione. La diminuzione non consisté in effettivo ritiro della fronte, ma in abbassamento della intera superficie del ghiacciaio, conseguente probabilmente allo scioglimento superficiale, non compensato dalle scarse nevi”* (MARINELLI, 1898). Sempre secondo l'Autore, le morene frontali, poste a 150-200 m dalle fronti del 1897 e sulle quali era presente una sporadica vegetazione, erano testimonianza di un probabile stazionamento del ghiacciaio avvenuto qualche decina di anni prima (MARINELLI, 1898). Il Marinelli rilevò anche per i ghiacciai del Canin la *“scarsa estensione che ha la superficie di nutrizione rispetto a quella di ablazione”* e una certa costanza nel posizionamento della linea di equilibrio del ghiacciaio, ubicandola a 2240-2330 sul Ghiacciaio Occidentale e a 2240-2270 sul Ghiacciaio Orientale (MARINELLI, 1909). Nella tab. 1 sono stati riportati i dati morfometrici raccolti dall'Autore.

Dati relativi ai Ghiacciai del Canin Data concerning the Canin Glaciers	Ghiacciaio Occidentale / Western Glacier		Ghiacciaio Orientale Eastern Glacier
	Fronte Ovest / west front	Fronte Est / east front	
Superficie (ha) / surface	30		13
Pendenza media / average inclination	26°		27°
Altezza media (m) / average altitude	2270		2240
Altezza massima (m) / max altitude	2456		2351
Quota media fronte (m) / average front altitude	2129	2138	2125

Tab. 1: dati morfometrici relativi ai Ghiacciai del Canin (O. Marinelli, 1910).

Table 1: morphometrical data of the Canin glaciers (O. Marinelli, 1910).

Nel 1901 venne contrassegnato un masso galleggiante nel ghiaccio e, negli anni successivi, si misurò la sua distanza rispetto a un caposaldo fisso. Nel periodo 1901-09 fu registrato uno spostamento pari a 8,3 m, da cui le considerazioni dell'Autore secondo il quale "il movimento del ghiaccio appare quindi di una estrema lentezza, cioè di poco più di un metro per anno" (MARINELLI, 1909).

Negli Anni Venti, A. Desio riprese le misurazioni, interrotte nel 1909 per il forte innevamento e, più tardi, per la guerra. Nel 1920 l'innnevamento non permise le operazioni di misura, anche se la fronte rimase parzialmente scoperta e il ghiaccio affiorò solcato da numerosi crepacci. Furono posti "sei nuovi segni in minio su roccia in posto, indicandoli con le lettere greche da alfa a theta (escluso l'eta)" (DESIO, 1921) e furono inoltre ritrovati sul Ghiacciaio Orientale il segno L, su di un masso in parte affondato nei detriti e spostato, e tre segnali posti dal Di Brazzà sul Ghiacciaio Occidentale.

Nel 1921 la superficie dei ghiacciai si mostrò in buona parte sgombra da neve, così da permettere il rinvenimento di molti dei segnali posti nei pressi delle fronti e la ripresa delle misurazioni interrotte nel 1909. Tutti i dati segnalano un avanzamento delle fronti dell'ordine dei 4-6 m ("i ghiacciai del Canin si trovano ancora nel periodo di aumento iniziatosi dopo il 1908"; DESIO, 1921).

Nel 1922, rispetto all'anno precedente, i segnali registrarono un generale ritiro (71 m per il segnale A), tranne lungo la Fronte Est, che avanzò di 5 m ("I ghiacciai del Canin dopo un periodo d'aumento iniziatosi dopo il 1908 e durato sino al 1920, sono forse rientrati nella fase di ritiro"; DESIO, 1923).

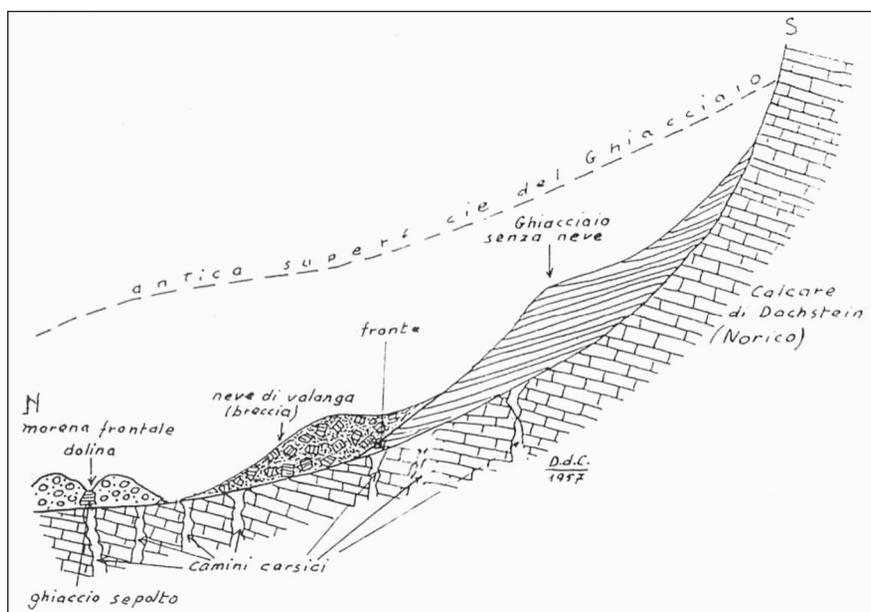


Fig. 4: schizzo di una sezione radiale del Ghiacciaio Occidentale del Canin, fronte Est (D. Di Colbertardo, 1958)

Fig. 4: sketch of a radial section of the Western Canin Glacier, east tongue (D. Di Colbertardo, 1958).

Dal 1923 e fino al 1925, le osservazioni di Desio registrarono costantemente una situazione di regresso. In maniera discontinua, nel periodo dal 1927 al 1940, continuarono le operazioni di misura e il posizionamento di nuovi segnali per opera prima di A. Tonini (1927 e 1929), poi di E. Feruglio (1932 e 1933) e infine di M. Mazzocca (1938-1940). Quest'ultimo poté constatare come l'innnevamento e il detrito sulle fronti avessero prodotto misure incerte e giunse a ritenere che i corpi glaciali fossero rimasti in una fase di stasi tale da produrre un notevole accumulo di detrito che ne mascherava le fronti (Mazzocca, 1941). Nel Secondo Dopoguerra, B. Martinis e D. Di Colbertardo ripresero i rilievi, con l'apposizione di nuovi segnali in sostituzione dei precedenti, registrando tra il 1946 e il 1961 un generale avanzamento (da imputarsi molto probabilmente agli accumuli di valanga), che collegarono ad annate particolarmente nevose (eccezionali il 1947 e 1951). Le misure relative alla fronte Ovest del Ghiacciaio Occidentale furono interrotte già nel 1954, in seguito al suo frazionamento in lembi isolati dal corpo principale. Nel 1957, Di Colbertardo, osservando i bacini di alimentazione del Ghiacciaio Occidentale privi di neve e al contrario le fronti ricoperte da accumuli di valanga (fig. 4), ipotizzò una precoce scomparsa dei ghiacciai. Negli Anni Sessanta e Settanta, la posizione delle fronti si mantenne stazionaria.

Negli Anni Ottanta, anche il settore orientale subì un distacco dal bacino di alimentazione, nonostante le misure frontali continuassero a far registrare condizioni di stazionarietà (anche in questo caso riferite a frange di neve, legate agli accumuli di valanga). A partire dal 1974, e fino al 1999, le osservazioni glaciologiche furono condotte da R. Serandrei Barbero. Nel 1988 il Ghiacciaio Orientale risultò costituito da quattro conoidi (tre dal 1999) uniti a formare un'unica falda di ghiaccio tendente allo smembramento, con un ritiro medio di 5-6 m per anno.

Per concludere, lo studio di SERANDREI BARBERO et al., del 1989, mise in evidenza, per entrambi i ghiacciai, la possibilità di una correlazione tra temperatura e variazioni della fronte, con un tempo di risposta di 1-2 anni, e una minore influenza delle precipitazioni.

VISITA AL GHIACCIAIO DEL CANIN

Difficoltà: E; EE nel tratto di collegamento dalla mulattiera (segnavia C.AI 632) alle morene frontali e nelle 2 varianti.

Dislivello: 1200 m circa.

Tempistica: dal parcheggio della funivia del M. Canin, segnavia C.AI 635 oppure 636 + 636/a (1,30 h al rifugio Gilberti), fino alla Sella Bila Pec, segnavia C.AI 632 (0,30 h); al sentiero di collegamento fino alla morena frontale (1,00 h). Totale 3 h.

Accesso: da Udine, autostrada per Tarvisio (A23-E55), uscita Chiusaforte; proseguendo lungo la SS n. 13 e poi lungo la Val Raccolana, fino a Sella Nevea (parcheggio funivia M.Canin).

Alloggi in quota: Rifugio Divisione Julia (tel. 0433/54014), Rifugio Gilberti (tel. 0433/54015).

Cartografia: Carta Tabacco, Foglio 019 (Alpi Giulie Occidentali - Tarvisiano), scala 1:25.000.

Stagione: da giugno a settembre.

Nota: i ghiacciai del Canin sono compresi nel territorio del Parco Naturale delle Prealpi Giulie.

L'itinerario proposto (fig. 1) parte dall'abitato di Sella Nevea (1120 m s.l.m.), centro per gli sport invernali del tarvisiano, dove è possibile pernottare al Rifugio Divisione Julia. Dalla stazione della Funivia del Canin si segue il tracciato della pista da sci in direzione del Monte Poviz, fino al segnavia CAI 636 e, in circa un'ora, si raggiunge il bivio con la mulattiera di guerra che sale da Sella Nevea (segnavia CAI 636/a). In alternativa si può seguire la strada sterrata di servizio che sale nel bosco, lungo il tracciato della funivia (segnavia CAI 635). Utilizzando la funivia del Monte Canin si guadagnano 700 m e ci si lascia alle spalle la modernità, per arrivare sull'altopiano carsico di notevole suggestione di *Piano del Prevala*, in un ambiente naturale di rocce calcaree tormentate e incise dall'acqua. Nel bel mezzo del Piano si trova il Rifugio Gilberti (1850 m s.l.m.), accogliente ricovero dove però in estate l'acqua scarseggia o manca del tutto.

L'itinerario principale si snoda su un sentiero ben segnalato, segnavia CAI 632, dal Rifugio Gilberti alla *Sella Bila Pec* (2005 m s.l.m.), dove si trovano i ruderi del Ricovero Canin. Si prosegue lungo un'ampia mulattiera a mezza costa, che sovrasta una depressione carsica (*Foran dal Mus*).

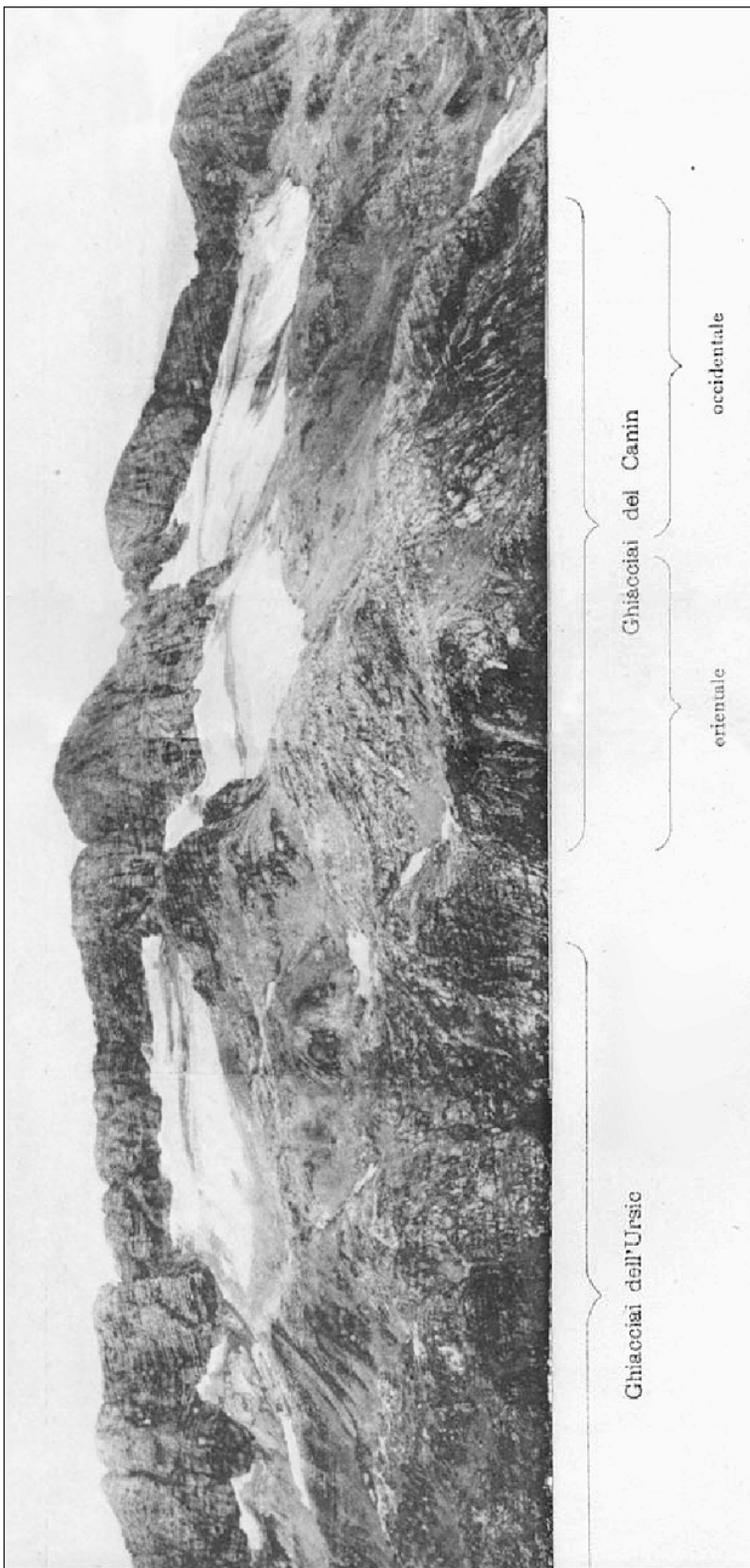


Foto 1: panoramica dei ghiacciai del Gruppo del Canin, fotografati dal Bila Pec (A. Ferrucci, 30 luglio 1893; da O. Marinelli, 1910). Da sinistra il Ghiacciaio dell'Ursic, lo sperone roccioso che congiunge il M. Ursic col Bila Pec, il Ghiacciaio Orientale del Canin ed il Ghiacciaio Occidentale del Canin. Il M. Canin è in secondo piano sopra il Ghiacciaio Occidentale.
 Photo 1: picture of the Canin Group glaciers taken from the Bila Pec (A. Ferrucci, 30th July 1893; from O. Marinelli, 1910). From the left: the Ursic Glacier, the rocky spur connecting the M. Ursic with the Bila Pec, the Eastern Canin Glacier and the Western Canin Glacier. Mt. Canin is in the background above the Western Glacier.

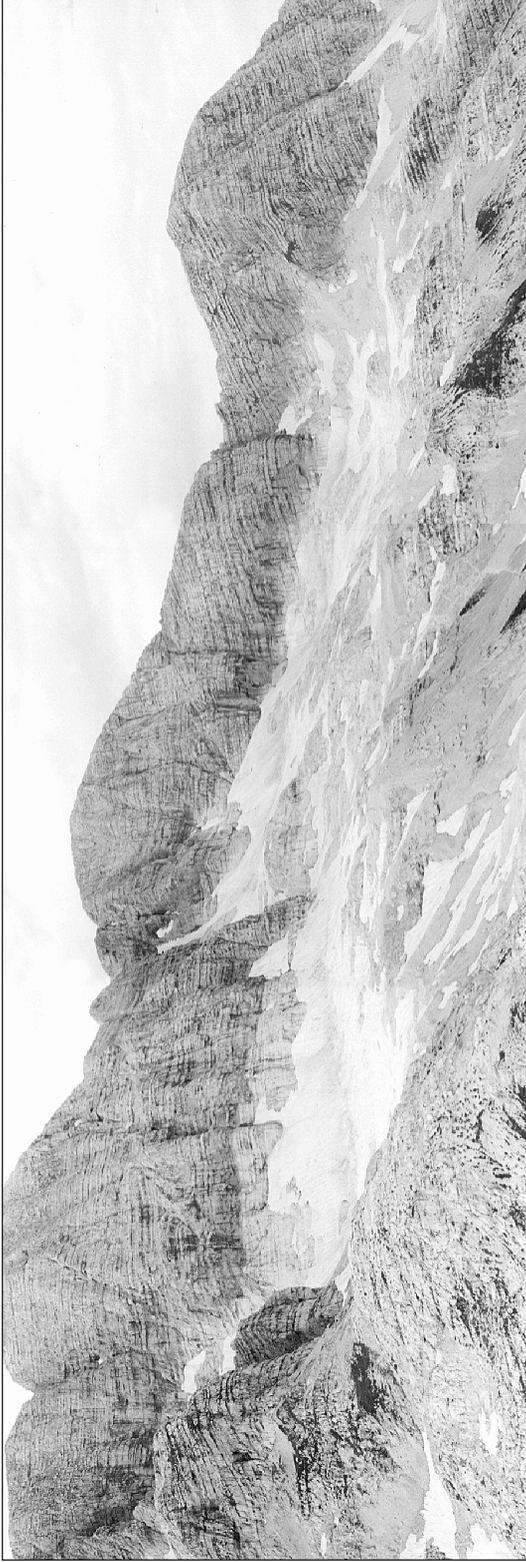


Foto 2: i ghiacciai del Gruppo del Canin 108 anni dopo (A. Almasio, 10 agosto 2001). È evidente la riduzione del volume dei ghiacciai, registrata dalla fascia più chiara sopra le attuali superfici glaciali.
Photo 2: the Canin Group glaciers after 108 years (A. Almasio, 10th August 2001). The glaciers' volume reduction, documented by the lighter strip above the glacier surfaces, is evident.

Dopo circa 20 minuti un cartello di legno segnala la deviazione per il ghiacciaio; da qui si sale lungo una traccia di sentiero in mezzo al detrito, in direzione delle morene frontali. Noto è lo spettacolo che si apre dal balcone detritico-roccioso che costituisce i sistemi morenici frontali del ghiacciaio, quasi in equilibrio precario sulla sottostante depressione carsica. Nell'estate del 2000, la quasi totale assenza di neve metteva a nudo gli isolati lembi di ghiaccio che storicamente appartenevano ai ghiacciai del Canin. Le pareti che sovrastano i ghiacciai sono costituite da imponenti bancate di calcari dolomitici, con gli strati a reggipoggio (che immergono in direzione opposta al pendio), formanti ampie gradinate, dove si localizzano potenti coltri detritiche e piccoli nevai. A un'altezza di 30 m sopra l'attuale superficie glaciale, si nota una marcata differenza di colore della roccia, legata alla massima altezza raggiunta dal ghiacciaio in epoca storica (foto 1 e 2). In questo ambiente unico si riconoscono gli aspetti caratteristici delle morfologie glaciali e di tipo carsico. I fenomeni carsici più superficiali sono costituiti da scannellature e vaschette di corrosione che disegnano lungo le spaccature della roccia un fitto reticolato che si perde nelle profondità degli inghiottitoi e dei camini carsici. Il sistema di morene frontali è perforato da doline di varia misura, collegate a camini che, nella sottostante roccia calcarea, convogliano le acque di fusione glaciali le quali, di conseguenza, non danno luogo a un vero e proprio torrente glaciale.

In mezzo a questa distesa di bianco detrito calcareo si possono rinvenire i segnali di misura, che in parte utilizzati e in parte abbandonati, vengono sistematicamente rinfrescati in modo da conservare la traccia di un'attività di studio che si protrae da più di 120 anni. Avendo a disposizione più giorni si consigliano due varianti (dalla *Sella Bila Pec*), per ammirare la panoramica dei ghiacciai del gruppo del Canin (variante 1) e per visitare un piccolo ghiacciaio incastonato in una stretta gola (variante 2).



Foto 3: la spaccatura che cela il piccolo ghiacciaio, mai descritto in precedenza, posto a Est del Ghiacciaio Orientale del Canin (A. Almasio, 9 agosto 2001).

Photo 3: the crevice hiding the small glacier, never described before, is located East of the Eastern Canin glacier (A. Almasio, 9th August 2001).

Variante 1 – Salita al *Bila Pec* (2146 m s.l.m.). Dalla Sella omonima, su sentiero impegnativo e a tratti esposto, si raggiunge in circa mezz'ora la cima omonima, punto panoramico di notevole suggestione. Il panorama si apre estesissimo sul versante Sud del gruppo dello Jof Fuart, sulla stretta Val Raccolana, sul Gruppo del Montasio, sulle varie vette del gruppo del Canin, sui vicini Monte Cergnala e Cima Confine, mentre oltre confine domina il massiccio del Monte Rombòn. Dalla cima del *Bila Pec* si contempla la serie completa dei ghiacciai del gruppo del Canin; si confronti l'immagine del 30 luglio 1893 (foto 1) con quella del 10 agosto 2001 (foto 2). La fotografia del 1893 coincide con l'inizio delle osservazioni glaciologiche del Marinelli e presenta i ghiacciai quasi completamente liberi dalla neve, mentre nel 2001, una discreta copertura nevosa mascherava la scomparsa di ampi settori di ghiaccio, come è stato appurato nel corso del sopralluogo del 2000. È comunque evidente la marcata riduzione del volume dei ghiacciai, registrata dalla variazione di colore della roccia sopra le attuali superfici glaciali.

Variante 2 – Lungo lo sperone roccioso che congiunge il Monte Ursic con il *Bila Pec*, risalendo il primo canale che si incontra lungo la mulattiera (segnavia CAI 632), a circa 10 minuti dalla *Sella Bila Pec*. Si raggiunge così la spalla rocciosa (laterale destra), a Est del Ghiacciaio Orientale del Canin. Nel 2000 il canale era privo di neve e poté essere risalito solo con una certa difficoltà, specie nell'ultimo tratto, dove il detrito raggiungeva una pendenza elevata (1 h circa). Nel 2001, viceversa, questo si presentava ingombro di neve fin sotto la mulattiera, nel *Foran dal Muss*. La faticosa deviazione offre una visione dall'alto del Ghiacciaio Orientale e permette di scoprire la presenza di un piccolo ghiacciaio, del quale non ho trovato indicazione in bibliografia, incastonato in una stretta gola dove forma un piccolo arco morenico frontale (foto 3). Il ghiacciaio, di forma circolare, è coperto dal detrito che scende dalle strapiombanti pareti soprastanti e nasconde alla sua destra un piccolo anfratto, in cui il ghiaccio è solcato da rivoli d'acqua meandriformi. In alto, un cammino verticale offre una serie di aperture verso l'esterno, mentre nel suo condotto principale si è formata una cascata di ghiaccio (prestare attenzione alla caduta di detriti). (Andrea Almasio, SGL).

RINGRAZIAMENTI

Rinnovo il mio ringraziamento a Luca Bonardi per il prezioso aiuto nella raccolta bibliografica, nella lettura critica del manoscritto e nell'acquisizione delle immagini. SITI UTILI: <http://www.tarvisiano.org/>

BIBLIOGRAFIA

- ALMASIO A. (2001) – *It. N° 1.2001- I ghiacciai delle Alpi Giulie: visita al Ghiacciaio del Montasio*, Terra glaciālis, n. 4, Milano
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1930-1941) – *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1929, 1938, 1939, 1940*. Rispettivamente in Boll. Com. Glac. It., Serie I, n. 10, 19, 20, 21, Torino
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1950-1960) – *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1947, 1949, 1950, 1951, 1952, 1953, 1954, 1956, 1957, 1958, 1959*. Rispettivamente in Boll. Com. Glac. It., Serie II, n. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, Torino
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1983-2000) – *Relazioni delle campagne glaciologiche del 1982, 1985, 1986, 1988, 1994, 1999*. Rispettivamente in Geogr. Fis. Dinam. Quat., Boll. Com. Glac. It., Serie III, *voll. 6* (1), 9 (2), 10 (2), 12 (2), 18 (1), 23 (2), Torino.
- C.N.R.-C.G.I. (1959-1962) – *Catasto dei ghiacciai italiani*, 4 voll., Torino
- DESIO A. (1921) – *Osservazioni glaciologiche nelle Alpi Carniche e Giulie*. In Alto, XXXII, n. 1-3, Udine
- DESIO A. (1921) – *I ghiacciai del Canin e del Montasio (Osservazioni del 1921)*. In Alto, XXXII, n. 4-6, Udine
- DESIO A. (1922) – *I ghiacciai del Canin e del Montasio (Alpi Giulie) (Oss. del 1922)*. In Alto, XXXIV, n. 1-3, Udine
- DESIO A. (1923) – *I ghiacciai del Canin e del Montasio (Alpi Giulie) (Osservazioni del 1923)*. Udine
- DI BRAZZÀ SAVORGNAN G. (1883) – *Studi alpini fatti nella Valle di Raccolana*, Boll. Soc. Geol. It., III-IV, Roma
- MARINELLI O. (1896) – *Lo stato dei ghiacciai del Canin nel 1895*. In Alto, Anno VI, Udine
- MARINELLI O. (1896) – *Osservazioni sopra i ghiacciai del Canin fatte nel 1896*. In Alto, Anno VII, Udine
- MARINELLI O. (1898) – *Studi orografici nelle Alpi Orientali*, Memorie Soc. Geogr. It., *Vol. VIII*, Roma
- MARINELLI O. (1908, 1909) – *Nuove osservazioni sopra i ghiacciai del Canin*. In Alto, n. 6 e 1-2, 3, 4, 5-6, Udine
- MARINELLI O. (1910) – *I ghiacciai delle Alpi Venete*, Memorie Geogr. suppl. Riv. Geogr. It., n. 11, Firenze

- PANTALEO M. (1973) – *Bibliografia analitica dei ghiacciai italiani nelle pubblicazioni del C.G.I.*, suppl. Boll. Com. Glac. It., Serie II, n. 21, Torino
- PORRO C. (1925) – *Elenco dei ghiacciai italiani*, Uff. Idrogr. Del Po, Parma
- RABAGLIATI R., SERANDREI BARBERO R. (1982) – *I ghiacciai delle Alpi Giulie dal 1920 al 1979. Spostamenti delle fronti e variazioni climatiche*, St. Trentini. Sc. Nat., Vol. 59, Trento
- SERANDREI BARBERO R., RABAGLIATI R., ZECCHETTO S. (1989) – *Analisi delle misure alle fronti dei ghiacciai delle Alpi Giulie e correlazioni con i dati climatici*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., Vol. 12 (2), Torino

ABSTRACT

I ghiacciai del Canin (Alpi Giulie Occidentali) si trovano nel gruppo montuoso omonimo. Nel 1880 vengono posti i primi segnali alla fronte e le misure, con alcune interruzioni, proseguono fino ai giorni nostri. Tra il 1908 e il 1920 si registra un'avanzata; successivamente, e sino al secondo conflitto mondiale, un progressivo ritiro. Dal 1946 al 1961 un nuovo progresso, cui segue la stazionarietà degli Anni Sessanta e Settanta. Oggi i ghiacciai appaiono smembrati, le fronti ricoperte da detrito. L'itinerario proposto si snoda in un ambiente unico, caratterizzato da morfologie glaciali e di tipo carsico. Le due varianti offrono una panoramica del gruppo montuoso e dei suoi ghiacciai, e la visita a un piccolo ghiacciaio mai descritto in precedenza.

Parole chiave: *Alpi Giulie Occidentali, osservazioni glaciologiche, carsismo, ritiro glaciale*

The Canin glaciers (Western Julian Alps) are located in the mountain group bearing the same name. In 1880, the first measurement signs were positioned at the front and, despite some interruptions, the surveys have been carried on until today. Between 1908 and 1920, the glaciers registered a growth; then they underwent a retreat until World War II. From 1946 and 1961 they advanced once again then remained unchanged in the 60's and 70's. Today the glaciers are split and the fronts are covered with debris. The proposed itinerary winds into a unique environment characterised by typical karst and glacial morphology. Two alternative routes offer a panoramic view of the mountain group and its glaciers and a visit to a small glacier, never before documented.

Key words: *Western Julian Alps, glaciological surveys, karst phenomena, glacier retreat*

Les glaciers du Canin (Alpes Juliennes Occidentales) se trouvent dans le groupe montagneux homonyme. En 1880 on a placé les premiers marques près du front du glacier et les mesures, avec quelques interruptions, ont continué jusqu'à nos jours. Pendant la période 1908-1920 on a enregistré une progression; dans la suite et jusqu'à la Seconde Guerre Mondiale, on a observé un recul progressif. Depuis 1946 jusqu'à 1961 on a observé une nouvelle progression, à laquelle suit une période stationnaire pendant les Années '60 et '70. Aujourd'hui les glaciers sont démembrés et leur fronts présentent une couverture détritique. L'itinéraire ici présenté se déroule dans un milieu unique, caractérisé par des morphologies glaciales et karstiques. Les deux variantes de l'itinéraire offrent un panorama des montagnes de ce groupe montagneux et de ses glaciers, et la visite d'un petit glacier jamais décrit auparavant.

Mots clés: *Alpes Juliennes Occidentales, observations glaciologiques, érosion karstique, recul glacial*

ITINERARY NR. 2.2002

THE CANIN GLACIER

In the previous issue of *Terra glacialis* (4) we proposed a visit to the interesting Montasio Glacier. Now we would like to complete the overview of glacialism in Friuli by accompanying the reader to the more famous Canin Glacier. The name “Monte Canin”, whose peak is located at 2587m of altitude, is in fact extended to the whole mountain group which can be easily seen from the plains of Friuli. This peak is, at any rate, the best known of all Julian Alps. The group, at least 10km long and with a chain of peaks ranging between 2400 and 2600 m, is characterised by nearly vertical walls on the northern sides standing at least 200 m above the glaciers’ upper reaches. According to the cadastre of the Italian Glacier (C.N.R. - C.G.I., 1959-1962) four glaciers divided by two main rocky spurs can be identified in the Monte Canin group; one spur runs between Mt. Prestrelenig and Mt. Ursic, the other one connects the Mt. Ursic with Mt. Bila Pec). From East to West you find the Prestrelenig Glacier, the Ursic Glacier, the Eastern Canin Glacier and the Western Canin Glacier. In 1985, during an on-site investigation carried out to gather data for the World Glacier Inventory, the Prestrelenig and the Ursic glaciers were reclassified as glacierettes (C.G.I., 1986).

Fig. 1: see page 189

The Western and Eastern Canin glaciers, visited in the summer of 2000 and 2001, are often considered one single unit, known as “Canin Glacier”. The history of the glaciological surveys in the Italian Alps began right here: the very first measurement marks were positioned at the Western Glacier’s front in 1880.

Fig. 2: see page 190

THE CANIN GLACIER: HISTORY OF THE GLACIOLOGICAL SURVEYS

GIACOMO DI BRAZZÀ SAVORGNAN together with the guide A. Siega carried out the first glaciological explorations and, in the course of his research, he positioned the first marks to determine the movements of the Canin glaciers: “I wanted to know whether they were retreating like all the others, or whether they grew or remained unchanged as an exception to the rule” (DI BRAZZÀ, 1883). On 25th August 1880, he painted his first measurement sign at the eastern limit of the Western Glacier. “On the rock where the glacier ends, marking in red the date 25/8/80 with an arrow indicating the glacier, the initials A.S. of the guide Antonio Siega and my name”. Between August 1880 and September 1881, after a winter of poor snowfalls, the glacier registered a 10 m retreat and a 1.5 m thickness reduction, “like it was proved also by the walls bordering it, showing them as a lighter strip along the glacier’s edge” (DI BRAZZÀ, 1883). In addition, DI BRAZZÀ obtained some information from the local folks indicating that in 1860 the glacier had reached the trail (fig. 1, CAI trail sign 632) at least 300 m away and 200 m below the 1880 front position. On the basis of the information gathered, the author could also assume that in 1810 the glaciers had reached the Foran dal Muss, 1.3 km below the front. We should also mention that DI BRAZZÀ was adventurous; he refitted a shelter at about 1773m of altitude where he lived from 17th September to 5th October 1881 (“To carry out my research I made abitabile to mountaineers a cave set under the Bila Pec massive wall”, DI BRAZZÀ, 1883). A 12 year-long break followed the surveys of DI BRAZZÀ; between 1893 and 1909 OLINTO MARINELLI resumed a systematical study of the glaciers (MARINELLI, 1910). In 1893, MARINELLI positioned three new marks (B, D, F) at the West front of the Western Canin Glacier, adding another two in 1894 (A and C) and one in 1895 (E). In 1896, marks were also positioned at the East tongue of the Western Glacier (G and H) and at the Eastern Glacier (I, L, M, N). See fig. 3 (MARINELLI, 1909) for the location of some of these signs. In 1896 MARINELLI, having located the DI BRAZZÀ marks, could measure a retreat of 39 m over a period of 16 years (average annual retreat: 2.44 m). Over the above period, the estimated thickness reduction was 10-12 m.

Fig. 3: see page 191

In short, MARINELLI noticed that: “During the period between 1893 and 1897, the Canin Glaciers underwent a volume reduction and shrank. The reduction does not consist in a real retreat but in a lowering of the whole glacier surface, following a series of melting not compensated by the poor snowfalls” (MARINELLI, 1898). According to the author, the terminal moraines located 150-200 m from the 1897 fronts and characterised by sporadic vegetation proved that the glacier probably had remained unchanged for some decades (MARINELLI, 1898). MARINELLI also noticed that, in the case of the Canin Glaciers, the feeding surface was smaller than the ablation one and that the position of the glacier’s equilibrium line was somehow unchanged, i.e. at 2240-2330 m on the Western Glacier and at 2240-2270 m on the Eastern Glacier (MARINELLI, 1909). The table 1 contains the morphometrical data gathered by the author.

Tab. 1: see page 192

In 1901, a boulder floating over the ice was marked and in the following years he measured its distance from a fixed point; for the period 1901-09 he registered a movement of 8.3 m and the author consequently made the following considerations: *“the ice movement seems therefore to be extremely slow, i.e. of slightly more than 1 m per year”* (MARINELLI, 1909). In the 20's, A. DESIO restarted the surveys, which had been interrupted since 1909 as a result of abundant snowfalls and of the 1914-18 war. In 1920 the surveys could not be carried out because of the snow cover, even though the front was partly uncovered and the emerging ice cut by many crevasses. *“Six new red signs were put on the rock and indicated with the Greek letters from alpha to theta (excluding eta)”* (DESIO, 1921). Moreover, the L sign was found at the Eastern Glacier, on a rock partly sunk into the debris and pushed downhill, together with three signs positioned by DI BRAZZÀ at the Western Glacier. In 1921 the glaciers' surface was mostly free from the snow and many of the signs near the fronts were found, hence the surveys could be resumed. All data indicated that the fronts had advanced 4-6 m (*“the Canin Glaciers are still undergoing a period of growth which started after 1908”*; DESIO, 1921). In 1922 instead, the measurements indicated a general retreat in comparison to the previous year (71 m for the A sign), with the exception of the East front, which advanced 5 m (*“The Canin Glaciers after a period of growth that started after 1908 and lasted until 1920 are perhaps back into a retreating phase”*; DESIO, 1923).

Fig. 4: see page 192

From 1923 to 1925 the surveys carried out by DESIO registered a constant retreat. Between 1927 and 1940, the surveys and the positioning of new marks were carried out intermittently, first by A. TONINI (1927 and 1929), then by E. FERUGLIO (1932 and 1933), and finally by M. MAZZOCCA (1938-1940). The latter stated that the snowfall and the debris on the fronts had produced uncertain measurements and therefore came to the conclusion that the glacial bodies were undergoing such a stagnation phase that they had produced a significant accumulation of debris, thus hiding the fronts (MAZZOCCA, 1941). After World War II, B. Martinis and D. DI COLBERTARDO again resumed the surveys and positioned new signs replacing the previous ones; a general advance was registered between 1946 and 1961 (most probably due to avalanche accumulation) as a result of particularly snowy years (1947 and 1951 were exceptional). The measurements of the West tongue of the Western Glacier were suspended already in 1954 because the front had split into isolated patches detached from the main body. In 1957, DI COLBERTARDO assumed that the glaciers would shortly disappear, having observed that the feeding basins of the Western Glacier had no snow while the fronts were covered with avalanche accumulation (fig. 4). In the 60's and 70's the position of the fronts remained more or less unchanged.

In the 80's, also the eastern sector became detached from the feeding basin, although the front measurements continued to register unchanged conditions (in this case, too, referred to snow patches due to avalanche accumulation). From 1974 to 1999, the glaciological surveys were carried out by R. SERANDREI BARBERO. In 1988, the Eastern Glacier consisted of four fans (three since 1999) still forming a single layer of ice, just about to split, which retreated on average 5-6 m per year. In conclusion, a 1989 research (SERANDREI BARBERO et al., 1989) highlighted a possible relationship between the temperature and the variations of the fronts, with a reaction time of 1-2 years and a minor influence of the precipitation.

TRIP TO THE CANIN GLACIER

Difficulty: E; EE in the connecting track from the mule-track (CAI trail sign 632) to the terminal moraines and the 2 alternative routes.

Difference in altitude: about 1200m.

Duration: from the parking of the Mt. Canin cableway CAI trail sign 635 or 636 + 636/a (1h30' to the Gilberti Refuge) up to the Bila Pec saddle, CAI trail sign 632 (30'); to the connecting trail up to the terminal moraine (1h). Total: 3h.

Access: from Udine, highway to Tarvisio (A23-E55), exit Chiusaforte; proceed on the SS13 and then, via Val di Raccolana, to Sella Nevea (parking of Mt. Canin cableway).

Upper-level accommodation: Divisione Julia Refuge (tel. +39.433.54014), Gilberti Refuge (tel. +39.433.54015).

Cartography: Carta Tabacco, sheet 019 (Western Julian Alps – Tavisiano), scale 1:25.000.

Season: from June to September.

Note: the Canin glaciers are located within the territory of the Julian Alps Natural Park.

The proposed itinerary (fig. 1) starts from the village of Sella Nevea (1120 m a.s.l.), a holiday resort for the winter sports in the Tarvisio area, where you can spend the night at the Divisione Julia Refuge. From the Canin Cableway you follow the skirun towards the Monte Poviz (CAI trail sign 636) and after about an hour,

you join the war mule-track coming up from Sella Nevea (CAI trail sign 636/a). Alternatively, you can follow the unpaved service road that goes up into the wood along the cableway route (CAI trail sign 635) or take the Monte Canin cableway, saving a 700 m difference in altitude and leaving modern life behind to arrive at the very interesting karst plateau of Piano del Prevala, a natural area of uneven calcareous rocks shaped by the water. The Gilberti Refuge is located in the middle of the Piano; it is a comfortable shelter where, unfortunately, in summer the water can be scarce or completely lacking. The main itinerary winds on a well-marked path, CAI trail sign 632, from the Gilberti Refuge to the Sella Bila Pec (2005 m - ruins of the Canin shelter). You then proceed on the wide mule-track halfway up the hill dominating a karst depression (*Foran dal Muss*).

Photo 1 and 2: see page 194-195

After about 20 minutes, a wooden sign indicates the detour to the glacier; from here, following sparse tracks, you go up through the debris towards the terminal moraines. The sight that opens from the detrital-rocky step is remarkable, the balcony being formed by the glacier terminal moraines in a precarious balance over the karst depression below. During the summer 2000, the nearly total absence of snow uncovered isolated ice patches historically belonging to the Canin glaciers. The slopes dominating the glaciers are formed by thick banks of dolomite limestone, with layers sinking in an opposite direction to the slope and forming wide steps covered by masses of debris and small snowfields. The rock is remarkably different in colour for as much as 30 m above the glacier surface, thus pointing to the max altitude reached by the glacier in the 19th century (fig. 1 and 2).

In this unique environment, you can see the typical aspects of glacial and karst morphology. The most superficial karst phenomena are represented by grooves and small corrosion basins, drawing a serrated network along the cracks of the rock, which disappear into sinkholes and karst shafts. The terminal moraine system is pierced by dolinas of various sizes connected to karst mains which channel the glacial meltwaters through the underlying calcareous rock, and consequently there is no true glacial stream.

In the middle of this stretch of white calcareous debris, you can spot a few of the marks; some are still in use while some are obsolete but they are regularly renewed in order to preserve the memory of more than 120 years of researches. If you have more than 2 days, we suggest you to take the two alternative routes from the Sella Bila Pec, to admire the view of the Canin glaciers (alternative route 1) and to visit a small glacier set into a narrow gorge (alternative route 2).

Photo 3: see page 196

Alternative route 1 – Go up to the Bila Pec (2146m a.s.l.). From the Sella Bila Pec, after half an hour on a difficult and partly exposed trail, you reach the peak bearing the same name, which offers a very suggestive view. The view encompasses the South slope of the Jof Fuart Group, the narrow Val Raccolana, the Montasio Group, the peaks of the Canin Group, the nearby Monte Cergnala and Cima Confine while, beyond the border, stands the massif of Monte Rombon. From the Bila Pec summit you can contemplate the whole series of the Canin glaciers; see the comparison between the picture dated 30th July 1893 (photo 1) and the one of 10th August 2001 (photo 2). The picture taken in 1893 coincides with the beginning of the glaciological surveys by Marinelli and shows that the glaciers were nearly free from snow, while in 2001 a quite good snow cover hid the lack of ice of some sectors that had been reported during the 2000 on-site investigation.

Alternative route 2 – The trail winds along the rocky spur connecting Mt. Ursic with the Bila Pec and goes up into the first gully you encounter along the mule-track (CAI trail sign 632) about 10 minutes from the Sella Bila Pec. You then reach the rocky shoulder (right lateral), east of the Eastern Canin Glacier. In the year 2000, the gully had no snow and was quite difficult to climb, especially in the last stretch where the debris is very steep (about 1h). In 2001 instead, it was full of snow even below the mule-track in the Foran dal Muss. The difficult deviation offers a view from the top of the Eastern Glacier and reveals the presence of a small glacier set into a narrow gorge with a small front moraine ridge (photo 3). I could not find any reference to it in the bibliography. The round-shaped glacier is covered with debris falling from the overhanging walls above and hiding, to the right, a small ravine whose ice is cut by winding streamlets. High above, a vertical chimney is characterised by a series of cracks towards the outside, while an icefall has formed into its main conduit (be aware of falling debris). (Andrea Almasio, SGL).

CREDITS

I would like, once again, to express my gratitude to Luca Bonardi for the precious assistance in bibliographic search, critical reading of the article and image processing. USEFUL WEBSITES: <http://www.tarvisiano.org/>

REFERENCES (see page 197)

