

CARLO BARONI (*) & ALBERTO CARTON (**)

GEOMORFOLOGIA DELL'ALTA VAL DI GENOVA (GRUPPO DELL'ADAMELLO, ALPI CENTRALI)

ABSTRACT: BARONI C. & CARTON A., *Geomorphology of the upper Val di Genova (Adamello Group, Central Alps)*. (IT ISSN 0391-9838, 1996).

The Val di Genova is one of the most characteristic valleys of the Adamello Group. It extends up to the Adamello and Lobbia-Fumo summit glaciers, two high plateau glaciers which follow, with their relative effluences, the valleys radiating out from the summit area. Other smaller glaciers and snowfields develop in small cirques and other topographically protected areas. The morphogenetic agents which have been most influential are glacial and periglacial, still active at the glacier edges. There are also landforms and deposits clearly associated with gravity and with the flow of fluvial and fluvioglacial waters, which are active, together with phenomena of debris flow which occurred towards the end of the 1980s, in the lower part of the valley.

On the basis of morphological, sedimentological, stratigraphic, lichenometric and dendrochronological observations and with the help of several ^{14}C dates, prominent phases of the geomorphological evolution of the study area were constructed. The maximum extension in the Holocene of the Vedretta della Lobbia and Vedretta del Mandrone were reconstructed and some moraines associated with different events in the Little Ice Age were dated. In particular, a moraine near M.ga Matarot shows an advance of the Vedretta della Lobbia ascribed to the first phases of the Little Ice Age and dated at around 410 ± 90 years ^{14}C B.P. (1430-1635 A.D.).

Since the middle of the last century there has been a notable regression of the glaciers, broken by brief and not very marked advances, however not always registered accordingly by the main glaciers. The evident contraction of the ice surface has brought about a lowering of the surface of the ice by several tens of meters in the accumulation area and the marked regression of the fronts has caused a withdrawal of more than 2 000 m for the Vedretta della Lobbia and about 1 800 m for the Vedretta del Mandrone.

KEY WORDS: Geomorphological Map, Glacial Geology, ^{14}C dates, Holocene, Little Ice Age, Mt. Adamello (Alps).

RIASSUNTO: BARONI C. & CARTON, *Geomorfologia dell'alta Val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. (IT ISSN 0391-9838, 1996).

La Val di Genova si spinge fino ai ghiacciai sommitali del Gruppo dell'Adamello (Ghiacciaio dell'Adamello e Lobbia-Fumo), due ghiacciai di altopiano che si insinuano con varie effluenze nelle valli disposte a raggriniera intorno alla zona sommitale. Altri ghiacciai minori e glacionevati si sviluppano entro piccoli circhi ed in altre zone topograficamente protette.

Gli agenti morfogenetici che hanno agito più incisivamente sono stati quelli di tipo glaciale e periglaciale, ancora attivi nelle aree più elevate. Sono evidenti anche forme e depositi legati alla gravità ed allo scorrimento delle acque fluviali e fluvioglaciali, attivi, insieme a fenomeni di *debris flow* che hanno agito sul finire degli anni '80, nella parte inferiore della valle.

Sulla base di osservazioni morfologiche, sedimentologiche, stratigrafiche, lichenometriche e dendrochronologiche e con l'ausilio di una dozzina di date ^{14}C , sono state ricostruite alcune tappe salienti dell'evoluzione geomorfologica dell'area studiata. Sono state riconosciute le massime dimensioni raggiunte nell'Olocene dalle vedrette della Lobbia e del Mandrone e sono state datate alcune morene attribuibili a diversi eventi entro la Piccola Età Glaciale. In particolare, una moraine presso M.ga Matarot testimonia un'avanzata della Vedretta della Lobbia ascrivibile alle prime fasi della Piccola Età Glaciale, intorno a 410 ± 90 anni ^{14}C B.P. (1430-1635 cal A.D.).

Dalla metà del secolo scorso si è verificato un notevole regresso dei ghiacciai, sia pur intervallato da brevi e poco marcati eventi di avanzata, peraltro non sempre registrati concordemente dai maggiori ghiacciai. L'evidente contrazione dei ghiacciai ha determinato un abbassamento di varie decine di metri della superficie glaciale nella zona di accumulo ed il marcato ritiro delle fronti ha determinato un arretramento di circa 2 000 m per la Vedretta del Mandrone e 1 800 m per la Vedretta della Lobbia.

TERMINI CHIAVE: Carta Geomorfologica, Geologia Glaciale, Date ^{14}C , Olocene, Piccola Età Glaciale, M. Adamello (Alpi).

INTRODUZIONE

La Val di Genova separa il Massiccio dell'Adamello dal Gruppo della Presanella e si sviluppa da Carisolo, in Val Rendena, addentrandosi per oltre 20 km nel cuore del Massiccio dell'Adamello, fino all'omonimo ghiacciaio sommitale. Quest'ultimo costituisce il più esteso ghiacciaio del-

(*) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa & C.N.R. - Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, Pisa.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino
Lavoro eseguito con fondi MURST 40% e 60% (Responsabili P.R. Federici & A. Carton) e con il contributo della S.A.T. (Società Alpinisti Tridentini), del Comitato Scientifico Centrale del C.A.I., del C.N.R. (Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, Pisa), dell'Amministrazione Provinciale di Brescia e del Comitato Glaciologico Italiano.

Questo lavoro è frutto dell'impegno di entrambi gli autori, tuttavia C. Baroni ha particolarmente curato la parte relativa alle sezioni stratigrafiche ed alle date ^{14}C , mentre A. Carton ha elaborato la parte relativa ai dati glaciologici. Il rilevamento geomorfologico e la relativa descrizione si basano sulla suddivisione delle aree di rilevamento, come indicato nello schema riportato in carta.

le Alpi italiane e, insieme alle vedrette della Lobbia, Larès, Folgorida e Nardis, alimenta la più occidentale delle ramificazioni del Fiume Sarca (Sarca di Val di Genova). Una serie di gradini caratterizza la valle, interessata anche da numerose e profonde forre. Gli affluenti principali provengono da valli sospese e localmente danno origine a pittoresche cascate. La testata della valle, rappresentata nella carta geomorfologica allegata, ospita la Vedretta della Lobbia e gran parte del Ghiacciaio dell'Adamello, con la sua più estesa apofisi, la Vedretta del Mandrone. Il bacino idrografico è prevalentemente delimitato da creste aguzze, mediamente sui 3 000 m, ma localmente è definito da due linee spartighiaccio (*ice divide*) che intercettano i passi Adamè (circa 3 120 m) e della Val di Fumo (circa 2 990 m). Il primo separa la Vedretta del Mandrone dal Pian di Neve con le sue terminazioni che scendono nelle valli Miller, Salarno e Adamè, mentre il secondo separa le vedrette della Lobbia e di Fumo.

Numerosi laghi caratterizzano la conca del Mandrone e altre aree del massiccio (DE GASPERI, 1911; MORANDINI, 1947; ONGARI, 1948; POLLI, 1951, 1955), dove occupano generalmente depressioni di circo, aree comprese tra rocce montonate e depressioni di origine strutturale. Il Lago Nuovo, originatosi dal ritiro del Ghiacciaio del Mandrone negli anni '50, alberga all'interno di un vero e proprio ombelico glaciale. Il Lago Scuro colma una depressione di origine strutturale ed è sbarrato da una piccola diga artificiale.

L'area studiata in dettaglio si sviluppa a monte di M.ga Bedole (1 584 m) fino al ghiacciaio dell'Adamello ed è compresa nelle tavolette IGMI *Cima Presanella* F. 20 IV SE, *Temù* F. 20 IV SO, *M. Adamello* F. 20 III NO e *M. Carè Alto* F. 20 III NE, nelle sezioni D3e1 *Valle d'Avio* e D3e2 *Monte Adamello*, alla scala di 1:10.000, della Carta Tecnica della Regione Lombardia e 041150 *Punta di Castellaccio*, 041160 *Presanella*, 058030 *Cresta della Croce*, 058040 *Rifugio Bedole*, 058070 *V. di Fumo* e 058080 *Carè Alto* della Carta Topografica Generale della Provincia Autonoma di Trento.

Il massiccio dell'Adamello è caratterizzato da un esteso affioramento di rocce magmatiche intrusive (670 km²), che costituiscono un batolite, il più grande plutone di età alpina delle Alpi, messo in posto tra l'Eocene superiore e l'Oligocene superiore (ANDREATTA & *alii*, 1953; CALLEGARI, 1983, 1985). L'età radiometrica dei vari litotipi magmatici è compresa tra 42 e 30 milioni di anni (DEL MORO & *alii*, 1985). Le rocce magmatiche intrudono e deformano le rocce metamorfiche del basamento cristallino (Scisti di Edolo, gneiss, micascisti e filladi) e le formazioni permo-mesozoiche delle Alpi meridionali, dando luogo ad un'aureola di contatto con numerose e caratteristiche associazioni mineralogiche. Dal punto di vista strutturale il plutone dell'Adamello è compreso in un cuneo crostale delimitato, a settentrione, dalla «Linea del Tonale» e, ad oriente, dalla «Linea delle Giudicarie» (CALLEGARI, 1983; 1985). Sistemi di fratturazione orientati prevalentemente NW-SE, WNW-ESE, NE-SW interessano il massiccio e condizionano diffusamente la morfologia di valli, superfici sommitali e creste.

Dal punto di vista litologico nell'area studiata si di-

stinguono diverse rocce (BIANCHI & *alii*, 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973):

- *Tonalite della Presanella centrale*: complesso di rocce a grana da media a grossolana e struttura da massiccia a orientata; si individuano numerosi inclusi femici e più rari inclusi allotigeni scistosi; affiora nella media e nell'alta Val di Genova e nella conca del Mandrone, fino alle fronti dei ghiacciai.

- *Quarzodioriti biotitiche dell'Adamello centrale*: si tratta di rocce di aspetto granitico e chimismo granodioritico, a grana media e tessitura massiccia; affiorano sulla vetta dell'Adamello e sulle creste che delimitano il bacino di alimentazione dei ghiacciai dell'Adamello e della Lobbia.

- *Quarzodioriti biotitiche tipo Val d'Avio* (costituiscono una sottounità delle Quarzodioriti biotitiche dell'Adamello centrale); si tratta di rocce leucocrate a grana media o medio-minuta, di aspetto granitico e chimismo granodioritico; affiorano marginalmente lungo la dorsale che separa la Val di Genova dalla Val Narcanello.

Nella conca del Mandrone sono presenti anche corpi di rocce più basiche, quali dioriti e gabbri, che danno luogo localmente a masse di dimensioni apprezzabili. Molto diffusi sono anche i filoni aplitici e pegmatitici.

Dal punto di vista geomorfologico la Val di Genova è stata studiata da alcuni autori sin dalla metà del secolo scorso. Tra questi risultano particolarmente significativi i lavori di PENCK & BRÜCKNER (1909), di LEHMAN (1920) e di CASTIGLIONI (1961); altre informazioni sono contenute nell'opera geologica di SALOMON (1908-1910) ed in CHARDON (1975), che fornisce anche uno schizzo geologico a piccola scala. Per una più completa discussione dei dati bibliografici si rimanda a CASTIGLIONI (1961) e BARONI & CARTON (1991b).

GLACIALISMO ATTUALE E RECENTE

I principali ghiacciai attualmente presenti nell'area studiata sono il Ghiacciaio dell'Adamello (SERVIZIO GLACIOLOGICO LOMBARDO, S.G.L. 608.0) e la Vedretta della Lobbia-Val di Fumo. Il primo costituisce un ghiacciaio d'altopiano che ha una dimensione totale di 1813 ha (S.G.L., 1992) ed è articolato in più individui secondo il Catasto dei Ghiacciai Italiani redatto a cura del Comitato Glaciologico Italiano (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO - C.N.R., 1961) mentre è suddiviso in due corpi nel WORLD GLACIER INVENTORY (WORLD GLACIER MONITORING SERVICE, 1989). In particolare, il COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO contempla il ghiacciaio del Mandrone (n. 639), di Adamè (n. 609), Corno Salarno (n. 603), Salarno (n. 604), Miller superiore (n. 600). Il W.G.I. accorpa tutte le vedrette del versante lombardo alimentate dal ghiacciaio dell'Adamello (I-4L01024-06) ma mantiene inspiegabilmente separata la Vedretta del Mandrone (I-4L01011-15). Gli stessi ghiacciai che ricadono nel territorio della Provincia Autonoma di Trento, sono descritti anche in un nuovo catasto dei ghiacciai del Parco Naturale Adamello-Brenta, curato dal COMITATO GLACIOLOGICO TRENTO (C.G.T., 1994). In tab. 1 sono indicati i ghiacciai della

Tabella 1 - Denominazioni e sigle dei ghiacciai dell'alta Val di Genova secondo vari catasti

Table 1 - Identification names and numbers of glaciers in the upper Val di Genova, according to different inventories

Catasto dei Ghiacciai Italiani C.N.R.-C.G.I. (1961)		Catasto Internazionale W.G.I. (1982)		Catasto dei ghiacciai lombardi. S.G.L. (1992)		I ghiacciai del parco naturale Adamello-Brenta. C.G.T. (1994)		NOTE
Nome	n.	Nome	codice	Nome	n.	Nome	n.	
Ghiacciaio dell'Adamello o Pian di neve	608							
Ghiacciaio Salerno	604							
Ghiacciaio del Corno Salarno	603	Ghiacciaio dell'Adamello	I-4L01024-06	Ghiacciaio dell'Adamello	608.0			
Ghiacciaio Miller Superiore	600							
Ghiacciaio Adamè	609							
Ghiacciaio (vedretta) del Mandrone	639	Ghiacciaio del Mandrone	I-4L01011-15			Vedretta del Mandron	639.0	
Ghiacciaio (vedretta) della Lobbia	637					Vedretta della Lobbia	637.0	
Ghiacciaio centrale (od orientale) di val di Fumo o Vedretta di Fumo		Vedretta della Lobbia	I-4L01011-12			Ghiacciaio centrale di val di Fumo	615.0	
				Monte Adamello	608.1			
		Senza nome	I-4L01011-14			NW Lobbia Alta		Estinto
Ghiacciaio nord-orientale della Lobbia Alta	638	Lobbia Alta NE	I-4L01011-13			Ghiacciaio nord-orientale della Lobbia Alta	638.0	
Ghiacciaio occidentale del Crozzon di Fargorida	636	Crozzon Folgorida W	I-4L01011-11			Ghiacciaio occidentale del Crozzon di Fargorida	636.0	
		Senza nome	I-4L01011-10					Presso M. Stabel
		Senza nome	I-4L01011-17			S di Monte Mandrone		

zona, suddivisi in base ai vari catasti che li hanno considerati e con le relative denominazioni e sigle. Per la relativa ubicazione si veda la carta geomorfologica allegata.

Considerato nella sua totalità, il Ghiacciaio dell'Adamello (W.G.I. I-4L01024-06, I-4L01011-15) rappresenta il più grande ghiacciaio di tutte le Alpi Italiane (1813 ha) e può essere classificato come ghiacciaio sommitale di tipo scandinavo (MARSON, 1906; S.G.L., 1992).

L'insieme delle Vedrette della Lobbia (C.G.I. n. 637) e della Vedretta di Fumo (C.G.I. n. 615) costituisce un secondo ghiacciaio sommitale che si sviluppa sulla porzione orientale dell'acrocorno dell'Adamello. Nel W.G.I. questo unico ghiacciaio è stato identificato con l'unico toponimo «Vedretta della Lobbia» (W.G.I. I-4L01011-12), pur essendo indicata una appartenenza a due distinti bacini di drenaggio. Una linea spartighiaccio (*ice divide*) che passa per il Passo della Val di Fumo (2 990 m) separa le due vedrette che con direzioni divergenti, confluiscono rispettivamente nei bacini del Sarca-Mincio (Val di Genova) e nel bacino Chiese-Oglio (Val di Fumo). Il margine orientale di questo secondo ghiacciaio sommitale è ben marcato e rettilineo, risultando delimitato dalla dorsale compresa tra il Crozzon di Lares ed il Passo delle Toppette. Ad occidente, invece, il limite risulta più articolato essendo definito da alcuni circhi scolpiti nella tratta di cresta tra Dossion di Genova e Cresta della Croce. Il passo della Lobbia

Alta mette in comunicazione la Vedretta della Lobbia con quella del Mandrone.

Altre vedrette comprese nell'area rappresentata nella carta geomorfologica sono i ghiacciai centrale ed orientale di Val di Fumo (C.G.I. n. 615), occidentale del Crozzon di Fargorida o Folgorida (n. 636) nord orientale della Lobbia Alta (n. 638). Piccoli ghiacciai o glacionevati si trovano a ridosso delle cime più elevate, spesso annidati in valloni esposti a settentrione. Sulla parete meridionale del M. Adamello, a ridosso della cima, si trova un piccolo glacionevato di soli due ettari, denominato M. Adamello, che si è recentemente isolato dal ghiacciaio dell'Adamello (S.G.L. n. 608.1). Sul versante nord orientale di M. Venezia, nella Valletta, si trova un altro esiguo glacionevato, quasi totalmente ricoperto di detrito ed alimentato da canali di valanga. Questo glacionevato, non è contemplato dai vari catasti. Sul versante occidentale del Crozzon di Folgorida (indicato anche come Fargorida) è presente un piccolo ghiacciaio in evidente contrazione denominato Occidentale del Crozzon di Fargorida dal Comitato Glaciologico Italiano (C.G.I. n. 636) ed indicato come Crozzon Folgorida W nel W.G.I. (n. I-4L01011-011). Ai piedi del M. Stabel si individua un glacionevato alimentato da canali di valanga ed abbondantemente ricoperto di detrito: non risulta indicato nel COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO - C.N.R. (1961), mentre nel W.G.I è indicato

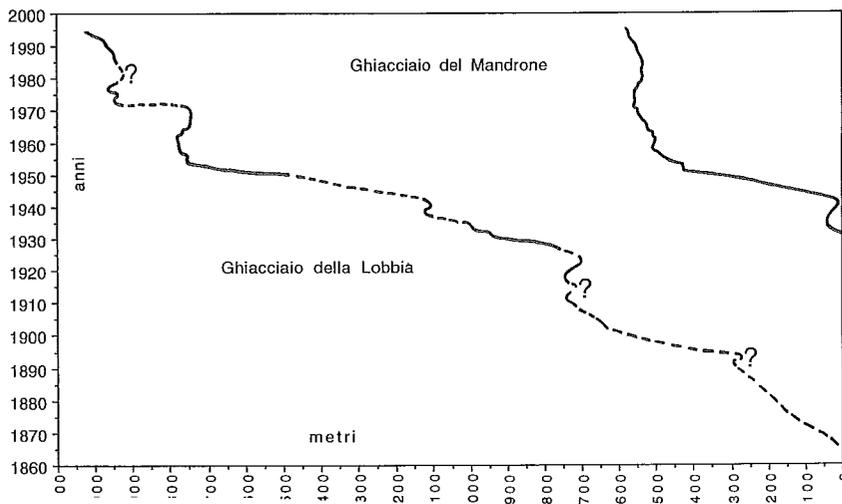


FIG. 1 - Curva tempo-distanza delle fronti delle vedrette della Lobbia e del Mandrone. Lo zero è riferito al 1864 (PAYER, 1865) per il Ghiacciaio della Lobbia e al 1932 per il Ghiacciaio del Mandrone. Le curve sono state ricostruite sulla base dei dati forniti dalle campagne glaciologiche (linea continua), di documenti cartografici, iconografici e di informazioni contenute in bibliografia (linea tratteggiata).

FIG. 1 - Fluctuations of the Lobbia and Mandrone glaciers tongues. 0 refers to the 1864 position for the Lobbia glacier (PAYER, 1865) and to 1932 position for the Mandrone Glacier. The curves have been drawn on the basis of data supplied by annual glaciological surveys (continuous line), cartographic and iconographic documents and data from literature (dashed line).

con il numero I-4 L01011-10, ma non ha nome. Un altro glacionevato è presente sulla Lobbia Alta ampiamente ricoperto da detrito di falda e depositi glaciali (Ghiacciaio nord orientale della Lobbia Alta, C.G.I. n. 638; Lobbia Alta NE, W.G.I. I-4L01011-13); attualmente ha una estensione di 1,4 ha, mentre nel 1958 aveva una estensione di 5 ha. Altri glacionevati si osservano sul versante occidentale della Lobbia Alta ed in un circo ad oriente del M. Mandrone; entrambi sono ampiamente coperti di detrito. Altre placche di neve semipermanente o glacionevati di dimensioni molto ridotte, sono stati individuati nel corso dei rilevamenti e riportati in carta.

Le vedrette della Lobbia e del Mandrone sono state per la prima volta descritte e cartografate da PAYER (1865) che fornisce un'articolata descrizione geografica dell'alta Val di Genova, del Pian di Neve e dell'acrocorno dell'Adamello. Tra i più antichi lavori strettamente glaciologici si colloca anche il contributo di SUDA (1879) che fornisce alcune impressioni sul ritiro dei ghiacciai del Mandrone e della Lobbia sulla base di osservazioni personali e di altre raccolte dalla tradizione orale locale. I primi lavori sistematici risalgono ai primi anni del XX Secolo (MARSON, 1906, 1912); in essi sono riportate anche alcune considerazioni e valutazioni sullo stato delle fronti alla fine del secolo scorso. MARSON (1906, 1912), MERCIAI (1920, 1921a, 1921b, 1925, 1928-1937), TEDESCHI (1933-1935), VILLA (1939-1942), MORANDINI (1950, 1952), RICCI (1949, 1950, 1950-1951), VANNI (1947-1971), MARCHETTI (1953-1977, 1978-1993, 1973a, 1973b, 1988) e gli attuali operatori del C.G.I.-S.A.T. (MARCHETTI & alii, 1993-1996) in più di novant'anni di osservazioni dirette hanno raccolto numerose informazioni e dati numerici sul comportamento delle singole fronti. Negli anni '60 il C.G.I. ha prodotto ricerche di tipo geodetico e geofisico. Nell'ambito di queste indagini, ASTORI & TOGLIATTI (1964) e CARABELLI (1964) hanno eseguito un rilievo fotogrammetrico e misure geofisiche degli spessori del Pian di Neve. Grazie a questi studi si è accertato che lo spessore massimo del ghiacciaio era di circa 260 m ed è stato inoltre possibile ricostruire l'andamento di un ampio settore del

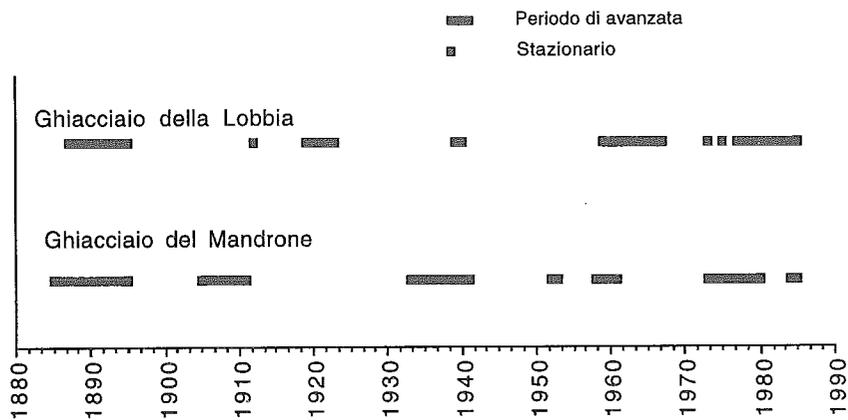
substrato roccioso. Nuove ricerche geofisiche sono state eseguite di recente dalla Provincia Autonoma di Trento (TABACCO e VERONESE, com. pers.), dalla S.A.T. (BOMBARDA, com. pers.) e da BONARDI & alii (1995). Le ricerche in oggetto hanno riguardato soprattutto la definizione degli spessori del ghiaccio e l'andamento del substrato roccioso dei ghiacciai Lobbia e Adamello, di notevole interesse per la valutazione dei volumi di ghiaccio immagazzinati sul massiccio. In particolare, è stato possibile definire gli spessori del ghiaccio presso il P.so Adamè (circa 100 m) e sulla lingua della Lobbia (circa 50 m).

Sulla base dei dati cartografici di dettaglio (v. appendice 1 in BARONI & CARTON, 1991 b) è stato possibile ricostruire alcune posizioni datate della lingua del ghiacciaio del Mandrone, utilizzate anche per il controllo della curva tempo-distanza ottenuta dai dati delle campagne glaciologiche. Il documento cartografico più antico è rappresentato dalla *Originalkarte* di PAYER (1868), che indica una lingua attestata al di sopra della soglia di «Acquapendente», dalla quale si distacca un'apofisi che s'insinua nella profonda spaccatura della parete tonalica, aprendosi a ventaglio nella parte terminale dove raggiunge la quota minima di 1 720 m circa. Lo stesso autore ha fornito anche un carta analoga che rappresenta la posizione delle fronti glaciali della Lobbia e del Mandrone alcuni anni dopo (PAYER, 1868). Si nota un lieve ritiro dell'intera ed articolata fronte. Successivamente, SUDA (1879) cartografa le fronti dei ghiacciai Lobbia e Mandrone con riferimento al 1878. Nello stesso lavoro è contenuto uno schizzo dei medesimi ghiacciai che fornisce una ricostruzione ipotetica della loro estensione nel 1820, ridisegnata dall'Autore sulla base di tradizioni orali e non rilevata direttamente.

Utilizzando le informazioni ricavate dalla cartografia esistente e dalle numerose fonti iconografiche ed i dati forniti dagli operatori glaciologici, è stato possibile ricostruire la curva tempo/distanza del Ghiacciaio del Mandrone e del Ghiacciaio della Lobbia. Le varie carte prese in considerazione (v. elenco in BARONI & CARTON, 1991 b) indicano che la fronte del Ghiacciaio del Mandrone si è progres-

FIG. 2 - Fasi di avanzata e stabilità delle fronti delle vedrette della Lobbia e del Mandrone.

FIG. 2 - Periods of stability and advance of the Lobbia and Mandrone glaciers.



sivamente ritirata dalla piana di M.ga Venezia, risalendo per tappe successive il solco inciso nella ripida scarpata a valle della soglia di Acquapendente. Negli anni '20 il ghiacciaio si è definitivamente attestato con una fronte frastagliata a monte della medesima soglia. Il ritiro totale che si evince dai documenti cartografici per il periodo tra il 1864 (PAYER, 1865) ed il 1983 (Carta Tecnica Regionale) è stato di circa 1 800 m.

I primi dati puntuali sulle variazioni frontali misurate con campagne glaciologiche sono stati rilevati tra la fine del secolo scorso ed ai primi anni di questo secolo, a cura di FINSTERVALDER, FRITSCH (v. MERCIAI, 1925), REISHAUER (1908 e 1912) e MARSON (1906). I dati, spesso solo qualitativi, sono discontinui e non utilizzano gli stessi punti di riferimento. Solo a partire dal 1930 le osservazioni furono continuative e riferite a capisaldi comuni o in relazione tra loro, ad eccezione del periodo 1942-47 durante il quale si persero i segnali di VILLA (1939-1942) e se ne ripristinarono di nuovi (RICCI, 1950).

Il confronto tra questa serie di dati con i numerosi documenti cartografici e fotografici mette in risalto la non coincidenza tra il dato reale e la sommatoria dei dati delle singole campagne. Infatti, nel periodo compreso tra il 1930 ed il 1993, la somma delle campagne glaciologiche, indica un ritiro totale di 560 m, mentre il semplice confronto tra la posizione delle fronti glaciali negli anni 30 suggerisce un ritiro di almeno 1 000 m (TEDESCHI, 1933; foto in BOMBARDA, 1994; Tavole IGMI).

Analizzando criticamente i dati, si ritiene comunque di poter individuare, in una generalizzata fase di ritiro, alcune brevi e poco marcate fasi di lieve avanzata o stabilità della fronte (Figg. 1 e 2): 1885-95 (entità non precisata, v. FINSTERVALDER in MERCIAI, 1925), 1933-1941 (+ 47,5 m), 1952-53 (+ 1 m), 1958-61 (+ 9 m), 1973-80 (+ 24,5 m).

Il confronto tra il comportamento dei ghiacciai della Lobbia (BARONI & CARTON, 1991 b) e del Mandrone, mette in evidenza una congruità di comportamento nel periodo 1885/1895, seguito da una non precisata fase di stabilità poco prima della Prima Guerra Mondiale (fig. 2). La

sensibile pulsazione positiva della Lobbia + 42 m registrata nel periodo 1919-23 contrasta con il comportamento del Mandrone, di segno opposto (fig. 2).

Le avanzate degli anni '30 (e primi anni '40) e '70 sono sostanzialmente registrate da ambedue i ghiacciai anche se il Mandrone mostra una maggior persistenza nell'evento positivo. Nel primo periodo citato si registra un'anticipazione di circa 6 anni da parte del Mandrone, mentre nel secondo la fase di avanzata si esaurisce nel 1980 anziché nel 1985, ma appare più marcata. Le pulsazioni degli anni '50 e '60 sono invece completamente sfasate.

L'attuale linea di equilibrio del Ghiacciaio del Mandrone (ELA), convenzionalmente coincidente con il limite delle nevi, calcolata sulla base della Carta Topografica Generale della Provincia Autonoma di Trento, è di 2 994 m + 18/-23 m. Tale valore è stato ottenuto considerando un AAR (rapporto tra l'area totale e l'area di accumulo) pari a $0,67 \pm 0,05$ (MÜLLER & alii, 1976; BRAITHWAITE & MÜLLER, 1980). Applicando i medesimi parametri all'intera superficie del Ghiacciaio dell'Adamello, la ELA che si ottiene è 3 014 m + 17/-18.

Il limitrofo Ghiacciaio della Lobbia mostra invece una ELA posta a quota 2 917 m \pm 17 m (BARONI & CARTON, 1991 b), che sale a 2 944 m + 13/-20 m, se si considera l'insieme dei ghiacciai della Lobbia e di Fumo (v. carta allegata).

Se si considera un AAR di $0,6 \pm 0,05$ (PORTER, 1975; NESJE & DAHL, 1991), che probabilmente costituisce un parametro più rappresentativo per questo tipo di ghiacciai sommitali, si ottengono significativi innalzamenti della ELA. Nel caso del Ghiacciaio dell'Adamello si raggiunge un valore di 3 038 m + 18/-7 m, mentre per il Ghiacciaio Lobbia-Fumo si ottengono quote inferiori, pari a 2 960 m + 11/-9 m. Si nota pertanto una differenza di 78 m tra la ELA dei due ghiacciai considerando un AAR di 0,6, che scende a 70 m se si tien conto di un AAR di 0,67. Preme inoltre sottolineare che in questi ultimi anni il limite delle nevi sul massiccio dell'Adamello è ripetutamente e progressivamente salito, scoprendo nella stagione estiva ampie porzioni

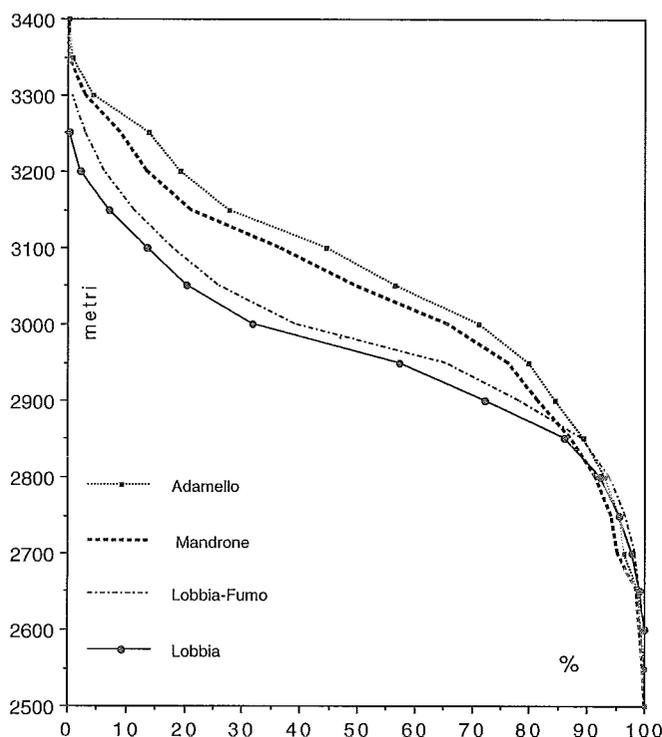


Fig. 3 - Curve ipsometriche dei principali ghiacciai dell'alta Val di Genova.
 FIG. 3 - The area/altitude distribution of main glaciers in the Upper Val di Genova.

del ghiacciaio dell'Adamello e la quasi totalità del Ghiacciaio della Lobbia-Fumo. La fusione superficiale della neve ha alimentato numerosi e poderosi corsi d'acqua epiglaciali. In base ai dati sopra indicati, sembra che la quota della linea di equilibrio del Ghiacciaio dell'Adamello sia la più rappresentativa del limite delle nevi, ormai salito ben oltre i 3 000 m in questo massiccio.

GEOMORFOLOGIA

Nell'alta Val di Genova si trovano estese coltri di depositi quaternari direttamente connessi al glacialismo attuale e recente ed in misura più ridotta, a quello pleistocenico. Ai margini degli attuali ghiacciai e nelle aree recentemente abbandonate sono presenti depositi glaciali di vario tipo, frammentari a depositi fluvio-glaciali. Lungo la testa della valle o in depressioni scolpite tra roccia e argini morenici si individuano anche depositi di riempimento di tipo alluvionale, deltizio e lacustre. Estremamente attiva è la dinamica dei versanti. Le forme di erosione ripropongono ed esaltano le caratteristiche strutturali dell'area; sono comunque prevalentemente legate all'attività dei ghiacciai pleistocenici ed olocenici.

Forme di erosione e di accumulo originate da diversi processi morfogenetici sono state riportate sulla carta

geomorfologica allegata, alla scala di 1:15.000, secondo i criteri già esposti in precedenti lavori svolti in attigue aree alpine (G.N.G.F.G.-C.N.R., 1986; BARONI & CARTON, 1987, 1990, 1991a) e illustrati nel documento prodotto dal GRUPPO DI LAVORO PER LA CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA (1994). La carta geomorfologica si basa su dati ottenuti tramite rilevamenti geomorfologici di terreno e si propone i seguenti scopi principali:

- descrivere le componenti del rilievo, con particolare riferimento al glacialismo, per fornire una caratterizzazione ambientale di questo gruppo montuoso;
- fornire una rappresentazione analitica e la distribuzione spaziale di forme e depositi originati da diversi processi geomorfologici;
- individuare e cartografare forme relitte, con particolare riferimento agli elementi utili per la ricostruzione della storia geologica e paleoambientale;
- fornire uno strumento di supporto per altre ricerche naturalistico-ambientali.

Oltre a fornire un'immagine dinamica dell'evoluzione dell'area, la carta geomorfologica è arricchita da una serie di date ¹⁴C, che introducono nuovi elementi per una differenziazione cronologica di vari depositi e di forme ad essi associate. Inoltre, la dettagliata restituzione cartografica di depositi glaciali, di forme di erosione e di superfici relitte consente di scandire varie tappe della storia glaciale attraverso la ricostruzione del perimetro dei ghiacciai.

FORME E DEPOSITI GLACIALI

Forme di accumulo

Il glacialismo ha profondamente condizionato l'evoluzione geomorfologica dell'area studiata. Sono presenti variegate forme di erosione e depositi olocenici e tardiglaciali. Nelle aree di ablazione del ghiacciaio dell'Adamello si trovano vaste superfici ricoperte di detrito, che localmente danno luogo a tavole di ghiaccio e coni a nucleo di ghiaccio. Queste forme si riscontrano con particolare frequenza sulla porzione occidentale della lingua del Mandrone e sulla Vedretta di Salarno. I piccoli glacionevati in via di estinzione, che si annidano nei circhi glaciali dell'area, sono ampiamente coperti da detrito. Morene attuali sono presenti ai margini della Vedretta del Mandrone e ad E della Vedretta della Lobbia. Si tratta di morene di neoformazione costituite da *diamicton* massivo a supporto clastico. Presso la Valletta, alla sinistra idrografica della Vedretta del Mandrone, si trova una spessa coltre di depositi a nucleo di ghiaccio caratterizzati da una superficie modellata in depressioni e piccoli dossi. A valle della fronte della Vedretta del Mandrone, ai margini e a valle della Vedretta della Lobbia e sui fianchi dello spuntone roccioso a SE di Monte Venezia sono presenti coltri discontinue di depositi glaciali.

Gli apparati morenici olocenici sono confinati a monte del Rif. Bedole; si individuano numerosi lembi di argini laterali e/o latero-frontali riferibili ai ghiacciai della Lobbia e del Mandrone. La posizione di massima espansione dei ghiacciai olocenici è evidenziata da un doppio argine posto intorno a quota 1 700 m. Le più evidenti tracce di stazionamento dei ghiacciai del Mandrone e della Lobbia

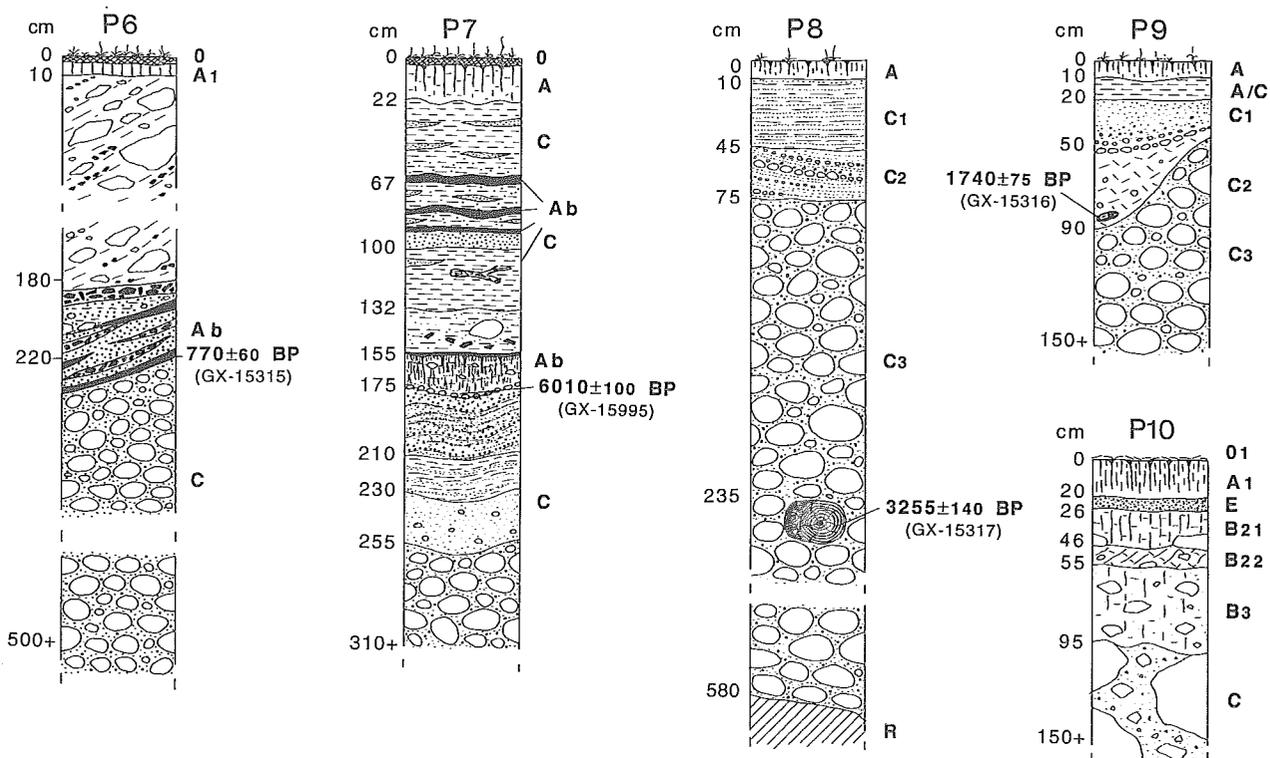


Fig. 4 - Sezioni stratigrafiche di dettaglio (v. appendice 1). Per l'ubicazione si veda la carta geomorfologica allegata: P6 = punto 5, P7 = punto 9, P8 = punto 7, P9 = punto 8, P10 lungo la strada a W del punto 6. Ubicazione e descrizione dei profili P1/P6 in BARONI & CARTON (1991 b).
 Fig. 4 - Detailed stratigraphic profiles (see appendix 1). For profile locations see the attached geomorphological map: P6 = point 5, P7 = point 9, P8 = point 7, P9 = point 8, P10 along the road to the W of point 6. Description and location of profiles P1 to P 6, see BARONI & CARTON (1991 b).

sono conservate rispettivamente a monte della soglia del Lago Nuovo (o soglia di Acquapendente) e del gradino di M.ga Matarot bassa (BARONI & CARTON, 1991 b). La distribuzione areale delle morene ed i rapporti geometrici tra i vari argini, permettono di ricostruire in modo articolato le variazioni glaciali oloceniche dei due ghiacciai in oggetto.

In particolare, la fronte del ghiacciaio del Mandrone si è spinta fino alla base della soglia di Acquapendente dando luogo ad un lobo che stazionava intorno a quota 1 700 m ancora alla fine dello scorso secolo. La più avanzata posizione olocenica è documentata da un argine laterale sinistro che si sviluppa ai piedi della soglia di Acquapendente fino alla quota di circa 1 750 m e da un piccolo lembo di argine frontale presso la partenza della teleferica per il Rif. Città di Trento (1 690 m). A valle di questo argine, su depositi fluvio-glaciali ad esso raccordabili, in una sezione naturale (P6: appendice 1, fig. 4), alla base di una struttura artificiale probabilmente utilizzata per la produzione di carbonella, sono state prelevate torbe limose che hanno fornito una età di 770 ± 60 anni ^{14}C B.P. (GX-15315) e che indicano un'età minima per la morena. Non è certo che quest'ultimo argine rappresenti la massima posizione dei ghiacciai olocenici nella piana di M.ga Venezia, in quanto l'area è stata profondamente modificata da proces-

si fluvio-glaciali, che possono aver obliterato od eroso altre testimonianze. Presso il Rif. Bedole, una sezione scavata in depositi alluvionali (1 635 m) (P7: appendice 1, fig. 4) consente di indicare che in questo punto, già prima di 6010 ± 100 anni ^{14}C B.P. (GX-15995), era attiva la sedimentazione fluviale. In questa zona non sono registrate successive tracce di sedimentazione glaciale. Inoltre, nella piana della ex M.ga Venezia (a monte del Rif. Bedole) alla quota di 1 675 m, un tronco di larice della lunghezza di oltre 12 m (P8: appendice 1, figg. 4 e 6), riesumato nel 1987 dall'erosione fluviale in sinistra del Fiume Sarca, ha fornito una età di 3255 ± 140 anni ^{14}C B.P. (GX-15317). Questo larice, inglobato alla profondità di 2,4 m in un pacco di sedimenti fluvio-glaciali dello spessore di oltre 6 m, è disposto parallelamente al flusso della corrente. Se l'età di questo tronco fosse contemporanea ai depositi alluvionali che lo inglobano ne risulterebbe che il ghiacciaio, da 3255 ± 140 anni B.P., non ha mai oltrepassato questa posizione. Un'età minima per i depositi che inglobano il tronco è stata ottenuta su un legno rinvenuto alla profondità di ca 70 cm dal piano campagna entro depositi di riempimento di un canale inciso nello stesso pacco di alluvioni (1740 ± 75 anni ^{14}C B.P., GX-15316; P9 in appendice 1 e fig. 4). Sulle rocce montonate che delimitano a SE la piana di M.ga Venezia, si sviluppano morene e

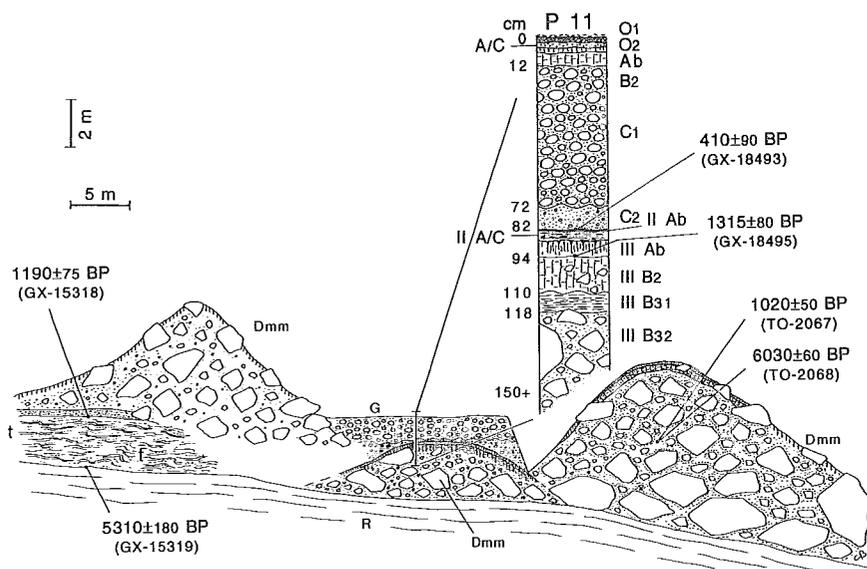


FIG. 5 - Sezione stratigrafica schematica a valle del ponte presso M.ga Matarot quota 1785 (punti 2-4 nella carta geomorfologica allegata; il punto 2 è in realtà circa 50 m più a monte di quanto indicato in carta). In evidenza il profilo pedologico e le date ^{14}C ottenute. G: ghiaie fluvioglaciali; Dmm = diamicton massivo a supporto di matrice; t = torbe e limi torbosi, deformati; R = substrato roccioso (tonalite).

FIG. 5 - Stratigraphic sketch downstream the bridge near Mga Matarot (points 2-4 on the geomorphological map; point 2 is in reality 50 m upstream the position indicated in the map). In evidence the pedological profile and the ^{14}C dates so far obtained. G = fluvioglacial gravels; Dmm = massive diamicton matrix supported; t = peat and silty peat, deformed; R = bedrock (tonalite).

depositi tardiglaciali a dimostrazione di una più arretrata posizione della massima espansione olocenica. Una sequenza di depositi torbosi dello spessore di 1,5 m, che si sviluppa tra due argini morenici intorno a quota 1 685 m (vedi punto 6 sulla carta geomorfologica) alla base ha fornito un'età di 7940 ± 90 anni ^{14}C B.P. (TO-2066). Questa data suggerisce un'attribuzione al tardiglaciale dell'argine che sorregge la piccola palude che tra l'altro sostiene un suolo evoluto di tipo podsol dello spessore di circa un metro (P10: appendice 1, fig. 4).

La posizione del ghiacciaio del Mandrone intorno alla metà del secolo scorso (PAYER, 1865) è ben definita da due argini laterali e da un lembo di argine frontale. Questi descrivono un'apofisi a forma di ventaglio che si spingeva fino a 1 700 m di quota. Su questi argini, diffusamente colonizzati da vegetazione arborea (abeti e larici), si sviluppa un suolo di tipo A/C dello spessore di pochi cm. Diversi larici hanno una età compresa tra il 1877 ed il 1880 A.D., indicando un periodo di insediamento per il larice di circa 15 anni (BARONI & CARTON, 1991 b e BARONI & alii, 1993).

Un piccolo argine alla base della soglia di Acquapendente, intorno a quota 1870-1920 definisce la posizione frontale nel 1895 (MARSON, 1906). Le più recenti morene del ghiacciaio del Mandrone, sono ubicate sulla soglia di Acquapendente, ove si trovano piccoli argini isolati; altre tracce si osservano nella conca del Lago Nuovo, dove si evidenziano progressivi livelli di abbassamento confermati anche dalla diminuzione del diametro dei licheni (*Rhizocarpon geographicum* e *Aspicilia cinerea*) e ai margini dell'attuale lingua. Alcuni livelli di stazionamento del ghiacciaio sono definiti da allineamenti di massi.

Le morene a valle del salto di Acquapendente sono composte da *diamicton* massivo a supporto di matrice.

I depositi glaciali della conca del Lago Nuovo sono costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice e localmente a supporto clastico; presentano un profilo di altera-

zione solo embrionale e discontinuo; la copertura vegetale ed arbustiva si sviluppa a chiazze. Ai margini dell'attuale lingua si sviluppano morene di accrezione e/o sovrapposizione, con profilo localmente a lama di coltello; sono costituite da *diamicton* massivo a supporto di matrice e localmente a supporto clastico.

L'apparato morenico della vedretta della Lobbia è confinato a monte della soglia di M.ga Matarot bassa e risulta articolato in più argini frontali alcuni dei quali si raccordano con evidenti morene laterali (BARONI & CARTON, 1991 b). Nuove date ^{14}C e nuove sezioni descritte nella zona consentono di ricostruire con maggior dettaglio la storia glaciale olocenica di quest'area. Una morena latero-frontale, ubicata intorno a quota 1780 a N di M.ga Matarot, definisce la massima espansione olocenica della Vedretta della Lobbia. Un'altra morena, un poco più arretrata e posta in sinistra del torrente ha un'età più recente di 1190 ± 75 anni ^{14}C B.P. (GX-15318), data ottenuta al tetto di un pacco di sedimenti organici (torbe e limi torbosi) che sono stati deformati e sepolti dalla morena stessa (fig. 5); la base del medesimo deposito organico è stata datata 5310 ± 180 anni ^{14}C B.P. (GX-15319; BARONI & CARTON, 1992). La località che ha fornito queste due date si trova presso l'attuale ponte sul F. Sarca, a W di Malga Matarot; tale sito dovrebbe corrispondere con il punto 2 (erroneamente indicato nella carta geomorfologica allegata una cinquantina di metri più a valle). Un altro argine ubicato in sinistra del torrente (punto 4 sulla carta geomorfologica) ha fornito due campioni di sostanza organica, un lembo di suolo e un resto di ramo di larice (RAVAZZI com. pers.) datati, rispettivamente, 6030 ± 60 anni ^{14}C B.P. (TO-2068) e 1020 ± 50 anni ^{14}C B.P. (TO-2067). È probabile che questo argine, più che costituire una morena frontale della Vedretta della Lobbia, sia una laterale destra della Vedretta del Mandrone. In ogni caso, la sua età è più recente di 1020 ± 50 anni ^{14}C B.P. (TO-2067).

Un livello di torba limosa con detriti vegetali, presente tra le due morene sopra citate (fig. 5), ha fornito una nuova data di 410 ± 90 anni ^{14}C B.P. (GX-18493). Si tratta di un livello organico presente al di sopra di un suolo sviluppato su un deposito glaciale che ha un'età più antica di 1315 ± 80 anni ^{14}C B.P. (GX-18495), sepolto da ghiaie fluvioglaciali grossolane, presumibilmente raccordabili con la fase di avanzata glaciale che ha portato alla deposizione della morena sopraindicata. Si ritiene che i depositi grossolani rappresentino un evento deposizionale correlato alla fase di avanzata glaciale che ha determinato la deposizione dell'argine che in fig. 5 copre i sedimenti organici di età compresa tra 1190 ± 75 B.P. e 5310 ± 180 B.P. Calibrando secondo STUIVER & REIMER (1993) la data di 410 ± 90 anni B.P., si ottiene un'età corrispondente a 1430/1635 A.D., che consente di attribuire l'avanzata glaciale sopra indicata alle prime fasi della Piccola Età Glaciale.

Presso M.ga Matarot (punto 1 in carta) è presente una morena di spinta, localmente costituita da depositi torbosi, attribuibile ad un'avanzata glaciale di età compresa tra il 1645 ed il 1845 A.D. (BARONI & CARTON, 1991 b). Un argine ben marcato, elevato di circa 5 m ed ubicato 100 m a S di M.ga Matarot bassa, testimonia la posizione della lingua nel 1864 (PAYER, 1865) ed è probabilmente indicativo di un'avanzata avvenuta intorno alla metà del XIX secolo. Un doppio argine costituito da *diamicton* massivo a supporto clastico è ubicato nei pressi del gradino roccioso di quota 1 900 m circa e definisce la posizione del ghiacciaio nei primi anni del secolo. Le morene laterali destra e sinistra sono ben sviluppate, localmente risultano sdoppiate e sono costituite da morene di accrezione e sovrapposizione. Mostrano un profilo affilato a lama di coltello e, nella porzione più elevata, risultano incise da canali di valanga e di *debris flow*.

Argini connessi a ghiacciai olocenici minori si trovano nei circhi di M. Stabile W, M. Menecigolo W, Lobbia Alta NE, La Valletta, M. Mandrone E e Corno di Bedole E. I depositi in oggetto sono costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice, localmente a nucleo di ghiaccio.

Per quanto riguarda le morene tardiglaciali, oltre a quelle già citate a monte del Rif. Bedole, altri piccoli lembi sono attribuibili alle vedrette del Mandrone e della Lobbia. In particolare, un doppio argine si individua sulla balza a N del Lago Nuovo, tra 2 300 e 2 380 m mentre due piccoli lembi si sviluppano sul costone roccioso ad E di M.ga Matarot bassa. Altri argini maggiormente espressi sono riferibili ai ghiacciai tardiglaciali che albergavano sul versante meridionale della dorsale compresa tra il Corno di Bedole e Cima Presena. Un'ultima placca di depositi tardiglaciali si trova ai piedi del circo di M. Stabile dove viene mascherata da più recenti morene oloceniche. CASTIGLIONI (1961) attribuisce queste morene tardiglaciali allo stadio di Daun.

Le morene tardiglaciali hanno sommità smussata, sono costituite da *diamicton* massivo a supporto di matrice con massi tonalitici localmente affioranti, caratterizzati da una superficie scabra per micromorfoselezione, che mette in risalto orneblenda e biotite; appaiono intensamente lichenizzate. Sulle morene di questo tipo collocate alle quote più basse si sviluppa un suolo di tipo podsol.

Forme di erosione

Le zone di recente deglaciazione sono caratterizzate da rocce montonate con evidenti tracce di levigature, striature e scanalature. Le forme di erosione più fresche sono evidenti immediatamente a valle della fronte della Vedretta del Mandrone, ai margini e a valle della Vedretta della Lobbia e sui fianchi dello spuntone roccioso a SE di M. Venezia. Rocce montonate relitte si individuano a diverse quote sulle spalle glaciali, nella conca occupata dal Lago Scuro e sul substrato roccioso affiorante nella piana del Rif. Bedole.

Una serie di circhi glaciali corona le dorsali che delimitano l'alta V. di Genova; un netto truogolo glaciale si individua a valle di Acquapendente, risultando sovrastato da ambo i lati da evidenti rotture di pendenza che corrispondono a spalle glaciali (Cintura del Menecigolo e spalla ad E del Rif. Città di Trento). Una netta conca di sovraescavazione è occupata dal Lago Nuovo. Soglie glaciali si sviluppano presso Acquapendente e nel tratto compreso tra la fronte della Vedretta della Lobbia e M.ga Matarot bassa. Il limite superiore pleistocenico dell'erosione glaciale è visibile lungo le creste in corrispondenza del passaggio tra tratti seghettati di creste aguzze e tratti a profilo smussato (PORTER & OROMBELLI, 1982). Localmente, il limite superiore di area glacializzata risulta definito da una linea di separazione tra superfici a diverso grado di lichenizzazione e di alterazione. Il diverso grado di alterazione è dovuto alla permanenza di neve e ghiaccio che ha protetto la porzione inferiore della parete rocciosa. Altrove infine (vedi P.ta Pisgana), questo limite è definito da una serie di canali di valanga che solcano parallelamente i versanti rocciosi e terminano bruscamente alla stessa quota. Questa terminazione viene interpretata come una superficie di separazione tra un'area di accumulo glaciale, ed un versante in roccia deglaciato.

FORME E DEPOSITI CRIOGENICI E NIVALI

Processi criogenici e nivali sono attualmente attivi alle quote più elevate. Ampiamente diffusi sono i canali ed i percorsi di valanga. I primi presentano una marcata evidenza geomorfologica risultando incisi nel substrato tonalitico e nei depositi di versante. Ad essi sono talvolta associati piccoli conetti detritici che contribuiscono ad alimentare le principali falde detritiche. I percorsi di valanga, pur producendo tracce di minor persistenza nel tempo, hanno una notevole importanza nella valle in oggetto soprattutto per quanto riguarda la frequentazione antropica a scopi escursionistici. In particolare i percorsi di valanga interessano soprattutto la copertura vegetale, arrivando a sradicare, spezzare e piegare alberi. Nella zona di accumulo, si individuano sottili e discontinui depositi di detriti, zolle erbose, lembi di suolo e resti vegetali disposti caoticamente e in equilibrio instabile sui massi delle falde detritiche su cui giacciono.

La più alta densità di tracce dell'azione valanghiva si ritrova a valle delle Lobbie e nella conca di Bedole. Anche la porzione superiore della strada della V. di Genova risulta spesso ostruita fino a primavera inoltrata. L'attuale Rif. Bedole è stato costruito nel 1932, dopo che l'originale edificio posto nelle vicinanze e ripetutamente colpito da valanghe, fu definitivamente distrutto il 22 febbraio 1931 da



FIG. 6 - Tronco di larice inglobato nei depositi alluvionali a W del Rif. Bedole (datato 3255 ± 140 anni ^{14}C B.P.; v. P8 in fig. 4 e appendice 1).

FIG. 6 - Larch trunk in the alluvial deposits outcropping in the plain to the W of the Bedole refuge (dated at 3255 ± 140 ^{14}C yr B.P.; see in fig. 4 and appendix 1)..

valanga proveniente dalla V. Ronchin (GORFER, 1959). Anche la precedente costruzione denominata Casina Bedole, costruita nel 1874 (*Hutte des südtiroler Alpenvereins*) venne distrutta da una valanga nel 1888. Numerose altre notizie documentano un'intensa attività valanghiva, in particolare nella piana di M.ga Matarot, dove sono testimoniati numerosi eventi avvenuti nel recente passato, registrati anche dalla vegetazione ad alto fusto.

I processi criergici sono attivi in tutta la valle e si manifestano in vario modo. Gran parte delle pareti rocciose producono crioclasti che alimentano falde e coni di detrito. Sulle superfici pianeggianti o a debole inclinazione sono frequenti i campi di pietre con singoli elementi di dimensioni dai ciottoli ai massi; localmente tali campi sono rimobilizzati per effetto della gravità, come, ad esempio, sul versante meridionale della Lobbia Alta. Colate di pietre della lunghezza massima di numerose decine di metri fino a oltre 300 m e larghe una ventina di metri, sono ubicate nella conca del Mandrone (a monte del Rif. Città di Trento). A queste forme sono localmente associati lobi di soliflusso che peraltro risultano nettamente subordinati.

Alcuni *rock glaciers* sono annidati in circhi con potenti coltri detritiche. Tra le forme più rappresentative si segnalano il *rock glacier* della Valletta, ritenuto attivo ed il *rock glacier* di cima Presena; quest'ultimo è costituito da due porzioni distinte la più elevata delle quali, ritenuta attiva, sopravanza su quella inferiore.

In corrispondenza di superfici pianeggianti, ove si concentrano materiali pelitici e presso alcuni piccoli laghi e loro emissari, si generano suoli strutturati quali cuscinetti erbosi, poligoni selezionati, cerchi di pietre e lastricati.

FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLA GRAVITÀ

Falde e coni detritici sono presenti in tutta l'alta Val di Genova e sono stati distinti in forme attive (alle quote più elevate) ed inattive. Sono ubicati alla base delle pareti

rocciose e vengono solcati da canali di valanga e, alle quote inferiori, da canali di *debris-flow*. In prossimità della conca di Pian Venezia e di Bedole prevalgono i coni detritici stabilizzati, localmente incisi da canali di valanga e/o di *debris-flow*, che si originano prevalentemente dalle spalle glaciali. Questi ultimi sono espressione del processo geomorfologico attivo attualmente prevalente nel fondo valle, dove si evidenziano numerosi recenti lobi di *debris-flow* che, solo localmente danno luogo a veri e propri coni. Il più spettacolare si origina nella parte meridionale della scarpata di Acquapendente mentre altri notevoli esempi si trovano nella media V. di Genova, esternamente all'area cartografata.

L'attività dei *debris-flow*, impostata su coni detritici prevalentemente inattivi, è indice di mutate condizioni ambientali che vedono il modellamento di queste aree oggi prevalentemente legato a processi di trasporto in massa che sostituiscono quelli criogenici, confinati alle quote più elevate. Come noto, i *debris-flow* avvengono a seguito di intense precipitazioni, anche di breve durata, eventi questi che si sono registrati ripetutamente negli ultimi anni. Tali processi sono testimonianza di dissesti idrogeologici di rilevanza regionale.

Grandi massi di crollo di dimensioni talora enormi sono presenti nei pressi di M.ga Bedole e a monte del Ponte delle Cambiali. La maggior parte è caratterizzata da superfici alterate e da estese coperture licheniche; eventi recenti si individuano per la scarsa alterazione delle superfici esposte e per la ridotta o nulla copertura lichenica. Da segnalare il recente crollo di un enorme masso che nel 1995 ha ostruito la strada di fondo valle a E di Malga Bedole (fuori carta).

FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE SUPERFICIALI E FLUVIOGLACIALI

Il modellamento legato alle acque correnti superficiali è particolarmente efficace nelle zone antistanti le attuali

fronti glaciali, recentemente deglaciati, ed in corrispondenza delle profonde forre che incidono i gradini rocciosi. Morfologie di questo tipo sono esemplari presso il Ponte delle Cambiali e a E del Lago Nuovo. Tra le forme dovute alle acque subglaciali si ricordano le marmitte di erosione scolpite nel substrato tonalitico nelle aree prospicienti le fronti dei ghiacciai Lobbia e Mandrone.

Coni di deiezione e delta originati dalle acque di fusione glaciale sono ubicati nella piana di M.ga Venezia, a monte di M.ga Matarot e nella conca del Lago Nuovo. Questi ultimi stanno progressivamente colmando la depressione lacustre originata dal ritiro della lingua del Mandrone negli anni '50. Depositi alluvionali costituiti da ghiaie e ciottoli prevalenti costituiscono un esteso materasso che colma la piana di M.ga Bedole e quella a monte dell'omonimo rifugio. All'interno di quest'ultima sono state descritte alcune sezioni (fig. 4), già trattate nel capitolo relativo ai depositi glaciali. In particolare si segnala la presenza di un tronco di larice della lunghezza di oltre 12 m, messo in luce da una piena nel 1987, datato 3255 ± 140 anni ^{14}C B.P. (GX-15317) (fig. 6). Placche alluvionali di dimensioni più ridotte si trovano anche a S di M.ga Matarot bassa.

Bacini torbosi sono concentrati nella conca del Rif. Mandrone; sono collocati nelle depressioni tra dossi montonati, hanno forma prevalentemente allungata, che ripropone la direzione di un fitto sistema di fratture che condizionano l'andamento delle rocce montonate. Localmente costituiscono veri e propri riempimenti di piccoli laghi o di loro porzioni.

Evidenti scarpate di erosione, fino ad oltre 5 m di altezza, sono modellate nelle coltri alluvionali del fondo valle ed in alcuni conoidi di deiezione. Si tratta di scarpate incise o rigenerate in epoca recente, in occasione di eventi alluvionali estivi e autunnali. Particolarmente efficace è stato l'episodio del luglio 1987 che ha asportato una consistente porzione dell'«isola» compresa tra i due rami del Sarca di Genova immediatamente a monte del Ponte delle Cambiali.

ANTROPIZZAZIONE

La testata della Val di Genova è stata ufficialmente esplorata solo intorno al 1864, epoca in cui J. PAYER si dedicò alla conquista del M. Adamello e alla cartografia dell'alta Val di Genova (PAYER, 1865). In precedenza le notizie storiche riferiscono solo saltuarie frequentazioni del fondo valle ad opera di pastori e cacciatori (ONGARI, 1989; MARTINELLI, 1993). Questa valle rimase a lungo tra le più selvagge ed inaccessibili dell'intero massiccio. Solo due malghe sono presenti lungo il fondovalle, la M.ga Bedole (1 580 m) e la M.ga Matarot bassa (2 910 m), oggi in disuso. Esistono documentazioni di altre due malghe, M.ga Venezia e M.ga Matarot alta, ma di esse non restano tracce.

Durante la Grande Guerra vette e ghiacciai dell'Adamello furono teatro di numerose battaglie che portarono migliaia di caduti, gran parte dei quali imputabili a valanghe ed altri incidenti di montagna (MARTINELLI, 1973-1975, 1993). Diffuse ed evidenti tracce delle costruzioni militari quali trincee, postazioni di artiglieria, gallerie, alloggi e ricoveri, mulattiere, ecc. sono ancor oggi evidenti, anche se dirute, in tutto il territorio. Una particolare concentrazione

di questi resti è evidente nella conca del Mandrone, presso il Lago Scuro. Resti di tali manufatti sono peraltro conservati anche sulla dorsale del Dosson di Genova, alle Lobbie, sulla dorsale tra il Crozzon di Lares ed il Menecigolo, nelle vicine valli dell'Avio, Narcanello, Miller, Salarno e Adamè. Numerose gallerie furono anche scavate nei ghiacciai; di esse non resta traccia, ma evidenze delle loro prosecuzioni in roccia sono oggi individuabili diverse decine di metri al di sopra dell'attuale superficie dei ghiacciai. La stessa evidenza è documentata anche dal rifugio «Ai Caduti dell'Adamello», costruito sui ruderi della caserma Giordana, che all'epoca della Grande Guerra si trovava a livello della superficie glaciale.

Oggi l'alta Val di Genova è meta di numerosi itinerari alpinistici, escursionistici e sci-alpinistici. Sono presenti tre rifugi, il Collini al Bedole (1 638 m), che ha rimpiazzato il vecchio rifugio al Bedole distrutto da una valanga nel 1932, il Città di Trento al Mandrone (2 442 m), eretto nel 1958 dalla S.A.T. e il rifugio Ai Caduti dell'Adamello, noto anche come Rifugio della Lobbia Alta (3 025 m). Davanti a quest'ultimo, nel 1928, fu costruita una terrazza di alcuni metri di altezza in seguito all'abbassamento della superficie del ghiacciaio. Nel 1952 fu edificata una nuova e più ridotta terrazza in quanto la precedente franò a causa dell'ulteriore abbassamento della superficie glaciale (circa 20 m tra il 1929 ed il 1952, BARONI, ined.). È interessante notare che le costruzioni militari presso il rifugio della Lobbia forniscono indicazioni precise del livello del ghiacciaio ai tempi della Grande Guerra, consentendo di ottenere indicazioni sull'abbassamento progressivo della superficie del ghiacciaio (30-50 m dal 1918 al 1990).

Recentemente (Luglio 1994), ad opera della S.A.T. è stato inaugurato il centro studi J. Payer collocato nell'antico Rif. Mandrone, posto nei pressi del Rif. Città di Trento, a ridosso dell'antica capanna Lipsia eretta nel 1894 dal Club alpino austro-tedesco e distrutta dall'artiglieria italiana nel 1916. Si tratta di una delle più antiche costruzioni dell'intero massiccio, oggi ristrutturata per scopi divulgativi e scientifici.

Nella zona in esame si trovano anche alcuni bivacchi: l'Ugolini a N del P.so dell'Adamello (3 240 m), il Giannantonio presso il P.so di Salarno (3 168 m), il Laeng al P.so di Cavento (3 198 m), il Begey a S del P.so delle Topette (2 900 m ca) e il bivacco Zanon-Morelli al P.so Brizio (3 149 m). Rifugi e bivacchi sono punti di riferimento per un'articolata rete di sentieri e vie alpinistiche ed escursionistiche.

Manufatti connessi allo sfruttamento delle risorse idriche per la produzione di energia elettrica sono ubicati nella conca del Mandrone, dove si trovano una diga di sbarramento del Lago Scuro e l'imbocco di una galleria.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Sulla base dei dati rappresentati sulla carta geomorfologica e delle date radiometriche ottenute, tenendo anche conto delle indagini lichenometriche e dendrocronologiche (BARONI & CARTON, 1991 b; BARONI & *alii*, 1993), è stato possibile ricostruire alcune tappe salienti dell'evoluzione geomorfologica di questo settore del massiccio dell'Adamello.

Numerose creste rocciose recano evidenti tracce della

trimline che definisce il limite superiore delle aree glacializzate. Si tratta di creste che mostrano un profilo seghettato nell'area al di sopra del limite dei ghiacciai, mentre presentano profili smussati al di sotto delle aree anticamente glacializzate. Sono forme analoghe a quelle descritte da PORTER & OROMBELLI (1982) in Val d'Aosta e sono ampiamente diffuse in tutto l'arco alpino. Su alcune delle principali vette sono presenti anche lembi di superfici poste al di sopra del limite superiore delle aree glacializzate. Si tratta di lembi relitti di rilievi che dovevano emergere dalla coltre glaciale anche durante l'ultimo periodo di massima espansione dei ghiacciai. Su di essi si individuano le evidenti tracce di una prolungata esposizione ai processi criergici, con ampi e ben sviluppati campi di pietre. Inoltre, la diffusa presenza di rocce montonate in aree distanti dai ghiacciai attuali testimonia l'antica estensione dei corpi glaciali pleistocenici e fornisce precise indicazioni sulle massime dimensioni raggiunte.

Per quanto riguarda le fasi tardiglaciali dell'insieme Lobbia-Mandrone, nella zona cartografata si trovano solo le tracce della più recente avanzata (Egesen *Auct.*?). Si tratta di una morena latero-frontale che definisce uno stazionamento del ghiacciaio presso la piccola palude di quota 1685, posta solo 300 m a valle della massima posizione raggiunta nell'Olocene.

Nelle zone sommitali, spesso a ridosso delle creste, si individuano argini morenici che definiscono la presenza di ghiacciai locali di pendio o di circo, ascrivibili alle ultime fasi tardiglaciali. Per tali ghiacciai CASTIGLIONI (1961) indica un limite delle nevi climatico intorno a circa 2 700 m.

La posizione di massima espansione raggiunta dalla Vedretta del Mandrone durante l'Olocene è documentata da un argine posto intorno a quota 1 700 m presso la partenza della teleferica per il Rif. Mandrone. Un doppio argine frontale si sviluppa poco più a monte. Ben evidente è la posizione di massima espansione raggiunta dalla Vedretta della Lobbia, posta sul gradino di quota 1 770 m, poco a N di M.ga Matarot bassa, sul versante destro della valle.

Nuovi dati sono stati ottenuti per la datazione di un argine già attribuito ad un'avanzata più recente di 1190 ± 75 anni ^{14}C B.P. (GX-15318, BARONI & CARTON, 1992); questo argine viene attribuito alla Piccola Età Glaciale sulla base di una data di 410 ± 90 anni ^{14}C B.P. (GX-18493) ottenuta da un livello di torba limosa con detriti vegetali (fig. 5). Il livello datato si trova al tetto di un suolo sviluppato su un deposito glaciale di età più antica di 1315 ± 80 anni ^{14}C B.P. (GX-18495) ed è a sua volta sepolto da ghiaie fluvio-glaciali grossolane. La fase alluvionale che ha determinato la loro messa in posto è presumibilmente raccordabile con la fase di avanzata glaciale che ha portato alla deposizione della morena sopraindicata. Se questa interpretazione è corretta, l'età di tale avanzata si colloca nell'ambito della Piccola Età Glaciale, possibilmente anche in una fase antica di questo periodo (XVI sec.?), dato che l'età calibrata è 1430-1635 A.D.

Una morena di spinta (punto 1 in carta), localmente costituita da depositi torbosi, è attribuibile ad un'avanzata glaciale di età compresa tra il 1645 ed il 1845 A.D. (BARONI & CARTON, 1991 b). Poco all'interno delle posizioni di massima espansione raggiunte nell'Olocene dalle vedrette della Lobbia e del Mandrone, si trovano morene attribuibili ad una fase di espansione di poco precedente al 1864, riporta-

te nella carta di PAYER (1865). Si tratta di morene che definiscono la fase di espansione riconducibile alla metà del XIX sec., la cui evidenza è localmente obliterata da erosioni degli scaricatori fluvio-glaciali e da depositi di età più recente.

Evidenze di piccoli ghiacciai olocenici di circo si trovano lungo la dorsale tra il M. Menecigolo e il P.so delle Toppette e presso il M. Mandrone, anche se allo stato attuale non è meglio precisabile la loro evoluzione.

Dal 1864 (PAYER, 1865) si è verificato un notevole ritiro delle fronti glaciali stimabile in circa 2 000 m per la Vedretta della Lobbia e circa 1 800 m per la fronte della Vedretta del Mandrone. Nell'insieme, i ghiacciai dell'Adamello hanno conosciuto una netta riduzione areale ed abbassamento della superficie glaciale. Ciò è dimostrato, ad esempio, dalla estrema riduzione della zona di contatto tra la Vedretta della Lobbia al P.so della Lobbia Alta ed il Pian di Neve, dall'affioramento di varie culminazioni rocciose all'interno dei ghiacciai e dalla maggiore estensione delle creste rocciose marginali. Rispetto al tempo della Grande Guerra si è registrato un abbassamento della superficie glaciale presso il P.so della Lobbia Alta di oltre 30 m, come documentato dalla posizione del rifugio «Ai Caduti dell'Adamello» alla Lobbia. Inoltre, il ghiacciaio che albergava nella «Valletta», a NW della lingua del ghiacciaio del Mandrone (DÖAV., 1903; C.G.I., 1961), risulta oggi completamente estinto, con tracce localizzate di ghiaccio morto. Anche il glacionevato sommitale del M. Adamello (n. cat. 608.1 S.G.L., 1992) si è isolato dalla massa del ghiacciaio principale a partire dagli inizi degli anni '80 ed oggi è estremamente ridotto.

La linea di equilibrio (E.L.A.) dei ghiacciai dell'Adamello e della Lobbia-Fumo è posta, rispettivamente, a 3014 + 17/-18 m e 2944 + 13/-20 m considerando un AAR di 0.67; si innalza fino a 3038 + 18/-7 m e 2960 + 11/-9 m se si considera un AAR di 0.6, sempre mantenendo una settantina di m di differenza tra i due ghiacciai. Tale dato pone in evidenza il fatto che il Ghiacciaio dell'Adamello sarebbe più in equilibrio con le condizioni climatiche attuali del sistema Lobbia-Fumo, che si è più volte ritrovato, quasi interamente, al di sotto del limite delle nevi annuale; solo l'inerzia della massa di ghiaccio nei confronti dell'ablazione sembra aver consentito la sua conservazione: il forte squilibrio che caratterizza questo ghiacciaio nei confronti delle condizioni climatiche attuali suggerisce che, se perdurerà questa situazione, si debbano attendere sue drammatiche riduzioni areali e di spessore.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C., BIANCHI A., COLBERTALDO (di) D., DAL PIAZ G.B., FENOGGIO M., MALARODA R., RIEDEL A., SCHIAVINATO G., TRENER G.B. & TREVISAN L. (1953) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 20, M. Adamello*. Scala 1:100.000. Uff. Idr. Mag. Acque di Venezia. Firenze.
- ASTORI B. & TOGLIATTI G. (1964) - *Il rilievo aerofotogrammetrico del ghiacciaio Pian di Neve (Adamello)*. Boll. Com. Glac. It., ser. 2, 11 (1), 33-50.
- BARONI C. (ined.) - *Condizioni geologiche del versante sud-occidentale della Lobbia Alta nei pressi del Rifugio «Ai Caduti dell'Adamello» (3 020 m s.l.m.)*. Relazione inedita eseguita per conto del C.A.I. Brescia.
- BARONI C. & CARTON A. (1987) - *Geomorfologia della Valle dell'Avio (Gruppo dell'Adamello)*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, 23, 1986, 3-47.
- BARONI C. & CARTON A. (1990) - *Carta geomorfologia della V. Miller e della Conca del Baitone (Gruppo dell'Adamello)*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, 25, 1988, 5-25.

- BARONI C. & CARTON A. (1991 a) - *Vedretta di Pisgana (Gruppo dell'Adamello). Geomorfologia e variazioni oloceniche della fronte*. Natura Bresciana, Ann. Museo Civ. Sc. Nat. Brescia, 26 (1989), 5-31.
- BARONI C. & CARTON A. (1991 b) - *Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 13 (1990), 105-119.
- BARONI C. & CARTON A. (1992) - *Variazioni glaciali oloceniche nel Gruppo del Monte Adamello (Alpi Centrali)*. Mem. Soc. Geol. It., 45 (1990), 877-882.
- BARONI C., CARTON A., MARTINELLI N. & PIGNATELLI O. (1993) - *Dendrocronologia e variazioni glaciali oloceniche in V. di Genova (M. Adamello, Alpi Centrali). Nota preliminare*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 15 (1992), 39-40.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. Tonaliti-quarzodioriti-granodioriti e loro varietà leucocratiche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 27, 1-148.
- BOMBARDA R. (1994) - *Il centro Studi J. Payer e l'itinerario naturalistico V. Marchetti*. Boll. Soc. Alp. Trid., 4, 19-23.
- BONARDI L., GALLUCCIO A., LUGARESI C., BATTAGLIA P., CATASTA G. & VIOLA E. (1995) - *Adamello: il più grande. Neve e Valanghe*, 26, 34-47.
- BRAITHWAITE R.J. & MÜLLER, F. (1980) - *On parametrization of glacier equilibrium line altitude*. IAHS-AISH, 126, 263-271.
- CALLEGARI E. (1983) - *Note introduttive alla geologia del massiccio dell'Adamello*. In: *Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi. Escursione Adamello-Bregaglia*. Soc. Geol. It. - Soc. It. Miner. Petr., 14-18 Luglio 1983, Padova.
- CALLEGARI E. (1985) - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 26 (1983), 83-103.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B. (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 29, 3-39.
- CARABELLI E. (1964) - *Misure sismiche di spessore del ghiacciaio del Pian di Neve (Adamello)*. Boll. Com. Glac. It., ser. 2, 11 (1), 51-60.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello - Presanella con particolare riguardo agli stadi postwürmiani*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 23, 3-131.
- CHARDON M. (1975) - *Les Préalpes Lombardes et leur bordures*. Thèse Université Aix-Marseille, 4 Nov. 1972, 2 voll., 655 pp. Lille.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO - C.N.R. (1961) - *Catasto dei ghiacciai italiani. Anno geofisico 1957-1958. III: Ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale*, Torino, 389 pp.
- C.G.T. - COMITATO GLACIOLOGICO DEL TRENTO - (1994) - *I ghiacciai del Parco naturale Adamello-Brenta. Catasto a cura del Comitato Glaciologico del Trentino*. PARCO ADAMELLO-BRENTA, Nuova Stampa Rapida, Trento, 126 pp.
- DE GASPERI G.B. (1911) - *A proposito del laghetto Schulz sull'Adamello*. Riv. Geogr. It., 18 (9), 543-544.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I., & CALLEGARI E. (1985) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., 26 (1983), 285-299.
- DEUTSCHER UND ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN - DÖAV - (1903) - *Karte der Adamello-und Presanella-Gruppe*. Scala 1:50.000.
- GORFFER A. (1959) - *Le Valli del Trentino - Trentino occidentale*. Arti Grafiche Manfrini, Trento, 894 pp.
- GRUPPO DI LAVORO PER LA CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA - Servizio Geologico Nazionale e Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia - (1994) - *Carta Geomorfologica d'Italia - 1:50.000, Guida al rilevamento*. Quad. Serv. Geol. Naz., ser. 3, 4, 47 pp.
- G.N.G.F.G. - C.N.R. (1986) - *Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Pejo (Gruppo del Cevedale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 9 (2), 137-191.
- LEHMANN O., 1920 - *Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der Morphologie. 1 Teil: Die allgemeine Bedeutung der U Täler*. Abh. Geogr. Gesellsch., 11 (1), 1-89.
- MARCHETTI V., CARÈ C., DELLAI C. & GALLARATI SCOTTI A. (1993-1996) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello-Presanella (versante trentino). Ghiacciai della Lobbia e del Mandron*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 15 (1993); 16(2) (1994); 17(2) (1995); 18(1) (1996).
- MARCHETTI V. (1953-1977) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello-Presanella (versante trentino). Vedrette della Lobbia e del Mandrone*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, 4 (1953); 5 (1954); 6 (1955); 7 (1956); 8 (1957); 8 (1) (1959); 9 (1) (1960); 10 (1) (1961); 11 (1) (1962); 12 (1) (1962); 13 (1) (1963); 14 (1) (1964); 15 (1) (1965); 17 (1969); 18 (1970); 19 (1971); 20 (1972); 22 (1974); 25 (1977).
- MARCHETTI V. (1973a) - *I nostri ghiacciai. (Cent'anni della loro vita e di studi scientifici)*. In: AA.VV. - *La S.A.T. Cento anni 1872-1972*. 641-687.
- MARCHETTI V. (1973b) - *Ghiacciai. Parco Adamello-Brenta*. In: PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO - *L'ambiente naturale e umano dei Parchi del Trentino*. Manfrini, Calliano, 151-180.
- MARCHETTI V. (1978-1993) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello-Presanella (versante trentino). Ghiacciai della Lobbia e del Mandron*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1 (1) (1978); 2 (2) (1979); 3 (2) (1980); 4 (2) (1981); 5 (2) (1982); 7 (2) (1985); 9 (1) (1987); 9 (2) (1987); 10 (2) (1988); 11 (2) (1989); 12 (2) (1990); 13 (2) (1991); 14 (2) (1992); 15 (1993).
- MARCHETTI V. (1988) - *Recenti oscillazioni glaciali nel Gruppo Adamello-Presanella nel contesto dei ghiacciai alpini*. Natura Alpina 39, 2, 1-56.
- MARSON L. (1906) - *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio)*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. IV, 7, 6, 546-568.
- MARSON L. (1912) - *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio)*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. V, 1, 2, 166-171.
- MARTINELLI V. (1973-1975) - *Adamello, Ieri-oggi*. 4 voll., Vannini, Brescia.
- MARTINELLI V. (1993) - *Adamello. Il tempo dei pionieri*. La Grafica, Bolzano, 318 pp.
- MERCIAI G. (1920) - *Osservazioni sui ghiacciai del gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. V, 9, 7-10, 271-275.
- MERCIAI G. (1921a) - *Attorno ai ghiacciai dell'Adamello. Relazione della campagna glaciologica eseguita nell'estate 1919*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 4, 169-184.
- MERCIAI G. (1921b) - *Sulle variazioni dei principali ghiacciai del Gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geol. It., 60, 129-138.
- MERCIAI G. (1925) - *I ghiacciai del Gruppo dell'Adamello*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 6, 86-177.
- MERCIAI G. (1928-1937) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppi Adamello-Presanella. Vedrette della Lobbia e del Mandrone*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 8 (1928); 9 (1929); 10 (1930); 11 (1931); 12 (1932); 13 (1933); 14 (1934); 15 (1935); 16 (1936); 17 (1937).
- MONTERIN U. (1927) - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai italiani nel 1925: Gruppi dell'Adamello e della Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 7, 8-24.
- MONTERIN U. (1927 e 1936) - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai italiani, 1925 e 1935. Gruppo Adamello e Presanella*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 7 (1927); 16 (1936).
- MONTERIN U. (1929) - *Le variazioni periodiche dei ghiacciai italiani 1928. Sintesi delle variazioni glaciali e condizioni meteoriche della primavera e dell'estate 1928. Sincronismo nelle variazioni dei ghiacciai alpini dal 1920-28*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 9, 14.
- MORANDINI G. (1947) - *Note su alcuni laghi glaciali dell'Adamello (Ghiacciaio del Mandrone)*. Studi Trent. Sc. Nat., 25 (3), 149-157.
- MORANDINI G. (1950) - *Osservazioni sulla struttura e su alcune forme di crepacci del ghiacciaio del Mandron (Adamello)*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, 1, 19-29.
- MORANDINI G. (1952) - *Relazioni delle Campagne Glaciologiche del 1951 nel gruppo Adamello*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, 3, 162.
- MÜLLER F., CARLISCH T. & MÜLLER G. (1976) - *Firn und eis der Schweizer Alpen*. ETH, 57, Zürich.
- NEŠE A. & DAHL S.O. (1991) - *Late Holocene glacier variation of Blisen, Hardangerjøkulen, central southern Norway*. Quat. Res., 35, 25-40.
- ONGARI D. (1948) - *Osservazioni sui laghi glaciali dell'Adamello*. Studi Trent. Sc. Nat. 25 (3), 1947, 127-148.
- ONGARI D. (1988) - *I torrenti glaciali Mandron e Lobbia di Val Genova, sorgenti principali del F. Sarca*. Natura Alpina, 38, 4 (1987), 1-36.
- ONGARI D. (1989) - *Storia dell'esplorazione dell'Adamello e della Presanella*. Manfrini, Calliano (Trento) 116 pp.
- PAYER J. (1865) - *Die Adamello-Presanella Alpen nach den Forschungen und Aufnahmen*. Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungs-Hefte, 11 (17), 36 pp., Gotha.
- PAYER J. (1868) - *Originalkarte der Adamello-Presanella Alpen, 1:25.000*. Westliche Declinat., Gotha, Perthes.
- PENCK A. e BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3, Tauchnitz, Leipzig.
- POLLI S. (1950) - *Stato attuale del Ghiacciaio del Mandrone e fattori climatici*. Geof. Pura Appl., 17 (3-4), 224-229.
- POLLI S. (1951) - *I laghi Ghiacciato e rotondo del Mandrone (Adamello)*. Studi Trent. Sc. Nat., 28, 33-48.
- POLLI S. (1955) - *Il Lago Nuovo al Ghiacciaio del Mandrone (Adamello)*. Studi Trent. Sc. Nat., 28, 33-48.
- PORTER S.C. (1975) - *Equilibrium-line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand*. Quat. Res., 5, 27-47.

- PORTER S.C. & OROMBELLI G. (1982) - *Late Glacial ice advances in the Western Italian Alps*. Boreas, 11, 125-140.
- PRUDENZINI P. (1895) - *Il Gruppo dell'Adamello fra la Valle Camonica e il Trentino*. Boll. C.A.I., 28, 61, 137-194.
- REISHAUER U. (1908) - *Revision der Gletschermarken im Ortler Gebiete in den Jahren 1904 und 1905*. Zeitschr. Gletscherk., 2, 224-231.
- REISHAUER U. (1912) - *Gletscherbeobachtungen und Revision einiger Gletschermarken in der Adamello-Presanella-Gruppe im Sommer 1905 und 1911*. Zeitschr. Gletscherk., 6, 343-346.
- RICCI L. (1949) - *Ricerche glaciologiche in Val di Genova*. Studi Trent. Sc. Nat., A, 26 (1-2), 74-77.
- RICCI L. (1950) - *Ricerche glaciologiche in Val di Genova*. Studi Trent. Sc. Nat., A, 27 (1-2), 113-118.
- RICCI L. (1950-1951) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello Presanella*. Boll. Com. Glac. It. ser. II, 1 (1947-48-49); 2 (1951).
- SALOMON W. (1908-1910) - *Die Adamellogruppe, Ein alpinen Zentralmassiv, und Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen*. Abhandl. k.k. Geol. R. Anst., 21 pt. 1, 1-433. 22 pt. 2, 435-603. Wien.
- S.A.T. (1992) - *Vedute del Trentino del socio G.B. Unterveger-fotografo. Trento 1882 (Selezione dell'album fotografico presentato dalla SAT al congresso internazionale alpino di Salisburgo del 1882)*. Pubblicazione commemorativa del 120° di fondazione della S.A.T. Panorama, 197 pp.
- S.G.L. (Servizio Glaciologico Lombardo) (1992) - *Ghiacciai in Lombardia. Nuovo catasto dei ghiacciai lombardi*. Bolis, Bergamo, 367 pp.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - *Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program*. Radiocarbon, 35, 215-230.
- SUDA F. (1879) - *Wahrnehmungen über das Zurückweichen der Gletscher in der Adamello-Gruppe*. Zeitschr. Deutsch. Oesterr. Alpenver., 170-174.
- TEDESCHI R. (1933-1935) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo Adamello Presanella. Vedette della Lobbia e del Mandrone*. Boll. Com. Glac. It. ser. I, 13 (1933); 14 (1934); 15 (1935).
- VANNI M. (1947-1971) - *Variazioni dei ghiacciai italiani*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 24 (1947); ser. II, 1 (1950); 3 (1952); 4 (1953); 5 (1954); 6 (1955); 7 (1956); 8 (1959); 9 (1961); 10 (1963); 11 (1964); 12 (1966); 13 (1967); 15 (1969); 16 (1970), 19 (1971).
- VANNI M. (1948) - *Le variazioni frontali dei ghiacciai italiani negli ultimi 25 anni e l'opera del Comitato Glaciologico Italiano*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, 25, 75-85.
- VANNI M. (1965) - *Variazioni dei ghiacciai Italiani negli ultimi 65 anni*. Boll. Com. Glac., ser. II, 15(1), 3-8.
- VANNI M. (1970) - *Variazioni dei ghiacciai italiani negli anni 1965, 1966, 1967, 1968*. Boll. Com. Glac. It., ser. II, 16, 20.
- VILLA G.M. (1939-1942) - *Relazioni delle campagne glaciologiche: Gruppo dell'Adamello; Vedrette della Lobbia*. Boll. Com. Glac. It., ser. I, 19 (1939); 20 (1940); 21 (1941); 22 (1942); 23 (1945).
- WORLD GLACIER MONITORING SERVICE (1989) - *World Glacier inventory. Status 1988*. IAHS-UNEP-UNESCO, Teufen.

APPENDICE 1

Descrizione dei profili pedologici e delle sezioni stratigrafiche di dettaglio (profili P1-P6: v. BARONI & CARTON, 1991 b).

Profilo P6

Piana a Monte del Rif. Bedole, punto 5 nella carta geomorfologica allegata, presso la partenza della teleferica per il Rif. Città di Trento al Mandrone, quota 1 685 m. Superficie ondulata, pietrosità superficiale. Vegetazione arborea costituita da larice e ontano con abete rosso; copertura erbacea diffusa. Sezione descritta lungo una scarpata di erosione fluviale attiva, sulla sponda destra del F. Sarca.

A1 0-10 cm: feltro di radici erbacee fini e medie con componente minerale franco-limoso bruno-scuro (10 YR 3/3); scheletro di ciottoli e blocchi comuni; aggregazione grumosa fine debolmente sviluppata; limite inferiore chiaro ondulato.

Orizzonti antropici

10-180 cm: alternanza caotica di livelli bruno rossastri scuri (5 YR 3/3) e livelli grigio-neri per locali concentrazioni di ceneri e carboni; la sostanza minerale è costituita da sabbie con ciottoli e blocchi da comuni a frequenti, localmente concentrati; si tratta

di materiale di riempimento di una struttura artificiale utilizzata presumibilmente per la produzione di «carbonella». Limite inferiore abrupto ondulato.

180-190 cm: lenti di carboni di dimensioni da centimetriche a pluricentriche; sciolto, limite inferiore abrupto ondulato.

180-215 cm: sabbie e limi grigiastri con ciottoli e blocchi e lenti discontinue di carboni e limi organici (rimaneggiati); aggregazione grumosa debolmente sviluppata; limite inferiore abrupto ondulato.

Ab 215-220 (235) cm: limi torbosi neri (10 YR 2.5/1) ad aggregazione grumosa media debolmente sviluppata; la base di questo livello ha fornito una data ¹⁴C di 770 ± 60 anni BP (GX-15315). Limite inferiore abrupto ondulato.

C1 220-500+ cm: ciottoli e blocchi arrotondati a matrice sabbiosa ghiaiosa, con lenti discontinue di ghiaia e di sabbia; clasti tonalitici; limite inferiore non raggiunto.

Profilo P7

Presso Rif. Bedole, punto 9 nella carta geomorfologica allegata, quota 1 640 m. Superficie ondulata, pietrosità superficiale assente. Vegetazione arborea costituita da larice e ontano con abete rosso; copertura erbacea diffusa. Sezione descritta lungo una scarpata di erosione fluviale attiva, sulla sponda sinistra del F. Sarca.

O 0-4 cm: feltro di radici erbacee fini e medie

A1 4-22 cm: franco limoso nero (10 YR 2.5/1); aggregazione grumosa media ben sviluppata; radici fini e medie erbacee frequenti; limite inferiore abrupto debolmente ondulato.

C 22-63 cm: limi e sabbie in lenti centimetriche e subcentimetriche; aggregazione poliedrica subangolare media e laminare grossolana moderatamente espresse; sciolte le sabbie; radici frequenti fini e medie erbacee; comuni medie e grandi arboree; limite inferiore abrupto debolmente ondulato.

Ab-C 63-100 cm: alternanza di limi, limi sabbiosi e sabbie grige (prevalenti alla base) con intercalazioni di livelli di limi organici centimetrici, ondulati, grigio bruno scuri (10 YR 3/3), delimitati da superfici abrupte; limite inferiore abrupto ondulato.

Ab 100-132 cm: franco limoso nero (10 YR 2.5/1) con frequenti frammenti di legno; lenti discontinue di limi grigi con minor contenuto di sostanza organica; aggregazione poliedrica subangolare media; pori fini e medi comuni; limite inferiore chiaro lineare.

Ab 132-155 cm: franco limoso grigio-bruno scuro (10 YR 3/1-2); aggregazione poliedrica angolare grossolana ben sviluppata; radici fini rare, pori scarsi fini; limite inferiore abrupto ondulato.

Ab 155-175 cm: limi organici neri (10 YR 2.5/1) con scheletro di ciottoli e sabbia, maggiormente concentrata alla base dove costituiscono lenti millimetriche; aggregazione poliedrica subangolare moderatamente sviluppata; la base di questo livello ha fornito una data ¹⁴C di 6010 ± 100 anni B.P. (GX-15995); limite inferiore abrupto ondulato.

C 175-210 cm: sabbia grossolana bruno-rossastra scura (5 YR 3/4) a laminazione ondulata, sciolto, radici comuni; limite inferiore abrupto ondulato;

210-230 cm: alternanza di limi sabbiosi grigio-bruno scuri (2.5 Y 3/2), sabbie limose e sabbie bruno scure (7.5 YR 4/4, 3/2) in lenti discontinue; sciolto, limite inferiore abruptly ondulato.

230-255 cm: sabbia grossolana bruno scura (7.5 YR 4/4) con ciottoli centimetrici; sciolto; limite inferiore abruptly fortemente ondulato.

255-310+ cm: ghiaie con ciottoli e blocchi arrotondati; lenti discontinue di ghiaietto e di sabbia; clasti tonalitici; limite inferiore non raggiunto.

Profilo P8

Piana a Monte del Rif. Bedole, punto 7 nella carta geomorfologica allegata, quota 1 675 m circa. Superficie ondulata, pietrosità superficiale. Vegetazione arborea costituita da larice e ontano; copertura erbacea diffusa. Sezione descritta lungo una scarpata di erosione fluviale attiva sulla sponda sinistra del F. Sarca.

A 0-10 cm: feltro di radici erbacee fini e medie con componente minerale franco-limoso bruno-scuro (10 YR 3/3); scheletro di ciottoli comuni; aggregazione grumosa fine debolmente sviluppata; limite inferiore chiaro debolmente ondulato.

C1 10-45 cm: sabbie e sabbie limose a laminazione piano parallela e debolmente ondulata; sciolto, limite inferiore debolmente ondulato.

- C2** 45-75 cm: ghiaietto e sabbie a laminazione ondulata; sciolto; limite inferiore abrupto ondulado;
- C3** 75-580 cm: ciottoli e blocchi arrotondati, localmente embriciati, a matrice sabbioso ghiaiosa, con lenti discontinue di ghiaia e di sabbia; clasti tonaliti; a 235 cm di profondità si trova un tronco di un larice di lunghezza superiore a 12 m, disposto orizzontalmente; un campione di circa 10 anelli preso al margine esterno della parte superiore del tronco è stato datato 3255 ± 140 anni ^{14}C B.P. (GX-15317). Limite inferiore abrupto ondulado.
- R** 580+ cm: tonalite.

Profilo P9

Piana a Monte del Rif. Bedole, punto 8 nella carta geomorfologica allegata, quota 1 675 m circa. Superficie ondulata, pietrosità superficiale. Vegetazione arborea costituita da larice e ontano; copertura erbacea diffusa. Sezione descritta lungo una scarpata di erosione fluviale attiva sulla sponda sinistra del F. Sarca.

- A** 0-10 cm: feltro di radici erbacee fini e medie con componente minerale franco-limoso bruno-scuro (10 YR 3/3); scheletro di ciottoli comuni; aggregazione grumosa fine debolmente sviluppata; limite inferiore chiaro debolmente ondulado.
- A/C** 10-20 cm: limi grigi a laminazione piano parallela subcentimetrica; radici fini e medie frequenti; aggregazione subangolare fine moderatamente espressa; limite inferiore abrupto piano parallelo.
- C1** 20-50 cm: ghiaietto e sabbie, gradate; sciolto, limite inferiore abrupto ondulado.
- C2** 50-90 cm: sabbioso franco con scheletro di ciottolotti rari, maggiormente presenti alla base; massivo; aggregazione poliedrica subangolare media moderatamente espressa; presenza di frammenti di legno; un ramo di larice ha fornito un'età di 1740 ± 75 anni ^{14}C B.P. (GX-15316).
- C3** 90-150+ cm: ciottoli e blocchi arrotondati, localmente embriciati, a matrice sabbioso ghiaiosa grigio bruna (2.5 Y 5/2), con lenti discontinue di ghiaia e di sabbia; clasti tonaliti; limite inferiore abrupto ondulado.

Profilo P10

Piana a Monte del Rif. Bedole, circa 60 m a NW del punto 6 indicato nella carta geomorfologica allegata, quota 1 680 m. Superficie ondulata, pietrosità superficiale scarsa. Vegetazione arborea costituita da larice, abete rosso e arbusti di varie specie; copertura erbacea diffusa. Sezione scavata a mano nei depositi tardiglaciali che affiorano lungo il margine della strada che porta alla teleferica per il Rif. Mandrone.

- O1** 0-1+ cm: aghi di larice ed abete, rametti e altri frammenti organici; discontinuo; limite inferiore abrupto.
- A1** 0-20 cm: limo nero (10 YR 2/1) con screziature grigio-bruno scure (10 YR 3/2); aggregazione grumosa fine e media moderatamente sviluppata; radici fini e medie frequenti; limite inferiore abrupto lineare.
- E** 20-26 cm: sabbia medio grossolana grigio-bruno scura (10 YR 3/2) con ciottolotti comuni e matrice limosa; radici fini e medie frequenti; pori piccoli e medi frequenti; aggregazione grumosa fine ben sviluppata; discontinuo; limite inferiore abrupto debolmente ondulado.
- B21** 26-46 cm: sabbioso franco bruno rossastro scuro (5 YR 3/2-3) con scheletro di ciottoli e blocchi comuni; aggregazione poliedrica angolare media ben sviluppata; limite inferiore graduale ondulado.
- B22** 46-55 cm: sabbioso limoso bruno rossastro scuro (5 YR 3/2) con scheletro di ciottoli comuni; aggregazione da grumosa a

poliedrica subangolare media moderatamente espressa; limite inferiore graduale ondulado.

- B3** 55-95 cm: sabbioso franco grigio bruno molto scuro (10 YR 3/3) e screziature bruno rossastre scure (5 YR 3/2-3); con scheletro di pietre grandi comuni e ciottoli frequenti; pori da piccoli a grandi comuni; aggregazione poliedrica angolare media ben sviluppata; limite inferiore graduale.

C 95-150+ cm: diamicton massivo a supporto di matrice; clasti di tonalite; sciolto

Profilo P11

Piana di M.ga Matarot, in sinistra del F. Sarca, quota 1780. Suolo sviluppato su depositi fluvioglaciali tra due morene a valle del ponte attuale sul corso d'acqua. Superficie subpianeggiante, pietrosità superficiale assente. Vegetazione arborea costituita da larice e ontano, raro abete rosso; copertura erbacea diffusa.

- O1** 0-1+ cm: aghi di larice, rametti e altri frammenti organici; limite inferiore abrupto.
- O2** 0-2.5 cm: feltro di radici erbacee fini e medie con scarsa componente minerale franco-limoso grigio-bruno scura (10 YR 3/2); limite inferiore abrupto piano parallelo.
- A/C** 2.5-4 cm: sabbia limosa grigio bruna (10 YR 5/2) di esondazione; radici comuni, aggregazione grumosa fine e media moderatamente espressa; limite inferiore abrupto ondulado.
- Ab** 4-6 cm: franco sabbioso grigio-bruno scuro (10 YR 3/2); aggregazione grumosa fine e media moderatamente espressa; limite inferiore abrupto lineare.
- B2** 6-12 cm: ghiaia sabbiosa bruna (10 YR 3-4/3); sciolta o aggregazione grumosa media debolmente sviluppata, radici fini e medie comuni; limite inferiore chiaro lineare.
- C1** 12-72 cm: ciottoli e blocchi arrotondati, localmente embriciati, a matrice sabbioso ghiaiosa grigio bruna (2.5 Y 5/2); clasti tonaliti; limite inferiore abrupto ondulado.
- C2** 72-82 cm: sabbia sciolta con ciottoli; limite inferiore abrupto debolmente ondulado.
- IIAb** 82-83.5 cm: torba con detriti vegetali comuni e locale concentrazione di sostanza minerale (limo); struttura laminare media e fine ben sviluppata; il tetto di questo orizzonte ha fornito un'età ^{14}C di 410 ± 90 anni B.P. (GX-18493); limite inferiore abrupto ondulado.
- IIA/C** 83.5-87 cm: franco sabbioso bruno (10 YR 4/2) con tracce di frustoli carboniosi e frammenti di legno; aggregazione laminare moderatamente sviluppata; radici legnose fini e medie comuni; limite inferiore abrupto ondulado.
- IIIAb** 87-94 cm: franco limoso nero (10 YR 2.5/1, 7.5 YR 2.5/0) con scheletro di sabbia e piccoli ciottoli; frequenti lamelle di biotite di dimensioni millimetriche; aggregazione poliedrica subangolare moderatamente espressa; la base di questo orizzonte ha fornito un'età ^{14}C di 1315 ± 80 anni B.P. (GX-18495); limite inferiore chiaro ondulado.
- IIIB2** 94-110 cm: sabbioso limoso bruno rossastro scuro (2.5 YR 2.5-3/4) con scheletro di ciottoli e blocchi comuni; aggregazione poliedrica subangolare media moderatamente sviluppata; radici medie e grandi comuni; limite inferiore abrupto ondulado.
- IIIB31** 110-118 cm: franco limoso grigio scuro (10 YR 4/2); aggregazione grumosa moderatamente sviluppata; limite inferiore chiaro ondulado.
- IIIB32** 118-150+ cm: diamict massivo a supporto di matrice ghiaioso-sabbiosa fortemente screziata (bruno rossastro 5YR 4/4, bruno grigio scuro 2.5 Y 3/2, bruno 10YR 4/3); clasti tonaliti; limite inferiore non raggiunto.