

MORFOLOGIA GLACIALE E PERIGLACIALE

Responsabile d'area: Francesco Dramis - Università degli Studi di Roma Tre

Coordinatore: Paolo Roberto Federici - Università degli Studi di Pisa



36. Ghiacciai vallivi alpini

37. Ghiacciai minori

38. Circhi glaciali

39. Valli glaciali

40. Forme di accumulo glaciale

41. Anfiteatri morenici

42. Laghi prealpini

43. Laghi glaciali

44. Forme di glacialismo appenninico

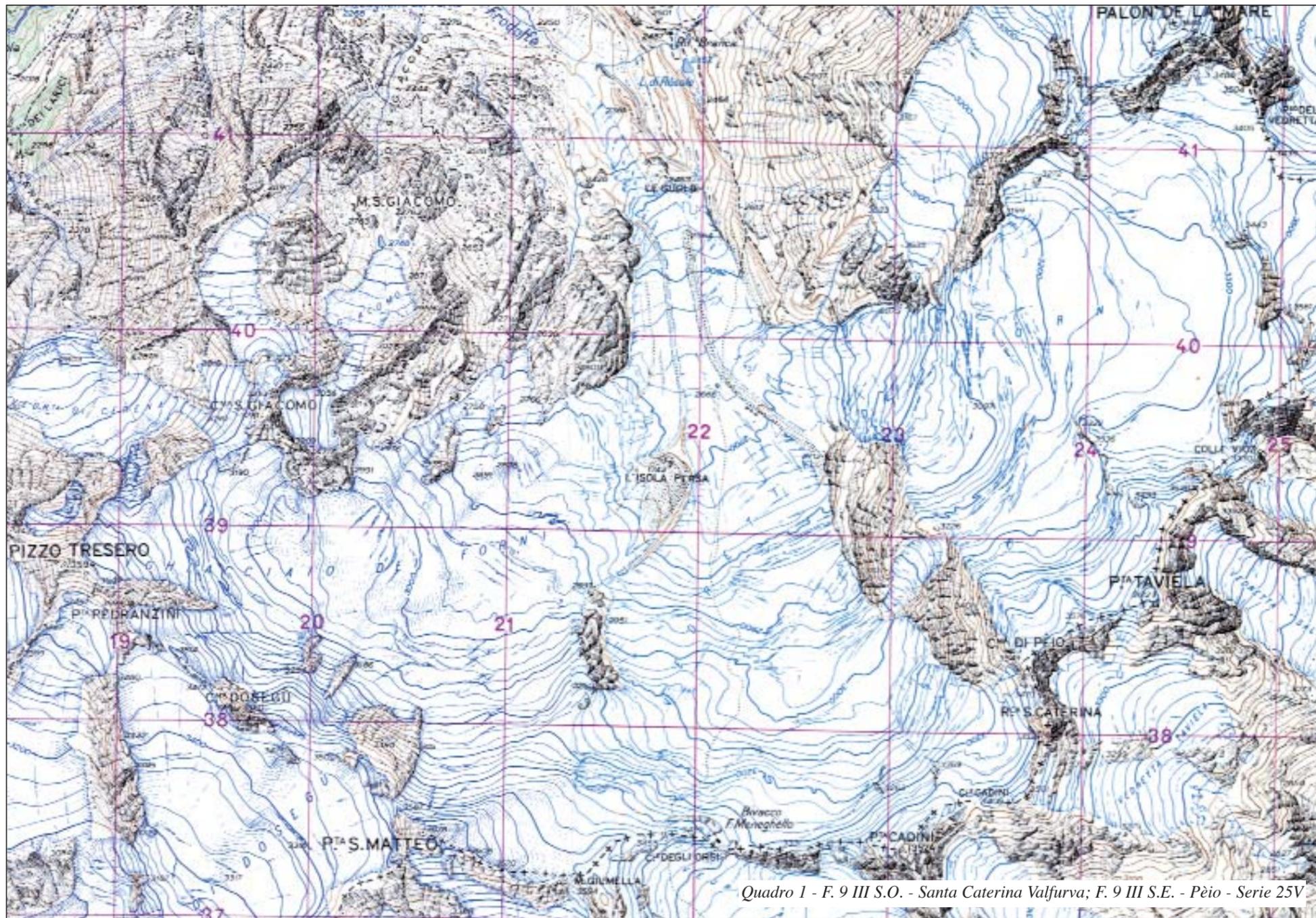
45. 'Rock glaciers' e altre forme periglaciali

46. Forme da nivazione e da valanga

36. Ghiacciai vallivi alpini

CLAUDIO SMIRAGLIA*

Università degli Studi di Milano



I ghiacciai alpini attuali, pur ridotti enormemente rispetto al massimo storico della «Piccola Età Glaciale» (1550-1850) (impossibile poi fare confronti con le gigantesche fiumane di ghiaccio pleistoceniche che raggiungevano la pianura padana) rappresentano forse l'elemento più caratteristico e riconosciuto del paesaggio alpino, un vero e proprio simbolo dell'alta montagna. Si tratta di un elemento a geometria variabile con un'evoluzione molto rapida se confrontata con altri elementi del paesaggio, ben avvertibile anche nell'arco di una generazione umana. Un ghiacciaio, che può essere definito «una grande massa di ghiaccio naturale derivante dalle trasformazioni della neve e permanente alla scala temporale umana» deve la propria origine, evoluzione ed estinzione ad una serie di fattori morfologici, topografici e climatici. È indispensabile la presenza di un'area (una conca, un ripiano, un vallone) che permetta la deposizione, la conservazione e il metamorfismo della neve, che sia riparata dalle pareti rocciose circostanti dall'azione diretta della radiazione solare e che sia esposta in modo tale da ridurre al minimo l'efficacia di questa azione (nel nostro emisfero sono quindi più adatti i versanti esposti verso i quadranti settentrionali). Avviatosi il metamorfismo che trasforma la neve (densità 0,05-0,40 g/cm³) in «nevato» (densità 0,40-0,80 g/cm³), poi in «ghiaccio di ghiacciaio» (densità 0,83-0,91 g/cm³), e, superata una determinata soglia di spessore, la massa comincia a fluire verso valle sia per deformazione interna sia per scivolamento basale. Inizia così la sua azione di rimodellamento della superficie terrestre con la creazione di forme di erosione (ad esempio «circhi») e di forme di accumulo (ad esempio «morene»), illustrate nelle altre tavole riguardanti la morfologia glaciale. L'evoluzione e la stessa sopravvivenza di un ghiacciaio sono fondamentalmente determinate dalla quantità delle precipitazioni invernali e dai valori delle temperature estive, che modulano l'estensione dell'area di accumulo (bacino collettore, caratterizzato dalla presenza di «nevato») e dell'area di ablazione (bacino ablatore, caratterizzato dalla presenza di ghiaccio), separate dalla cosiddetta «linea di equilibrio» o «limite delle nevi». Si tratta di un vero e proprio bilancio fra le entrate (accumulo di neve per deposito diretto, per trasporto eolico, per valanghe) e le uscite

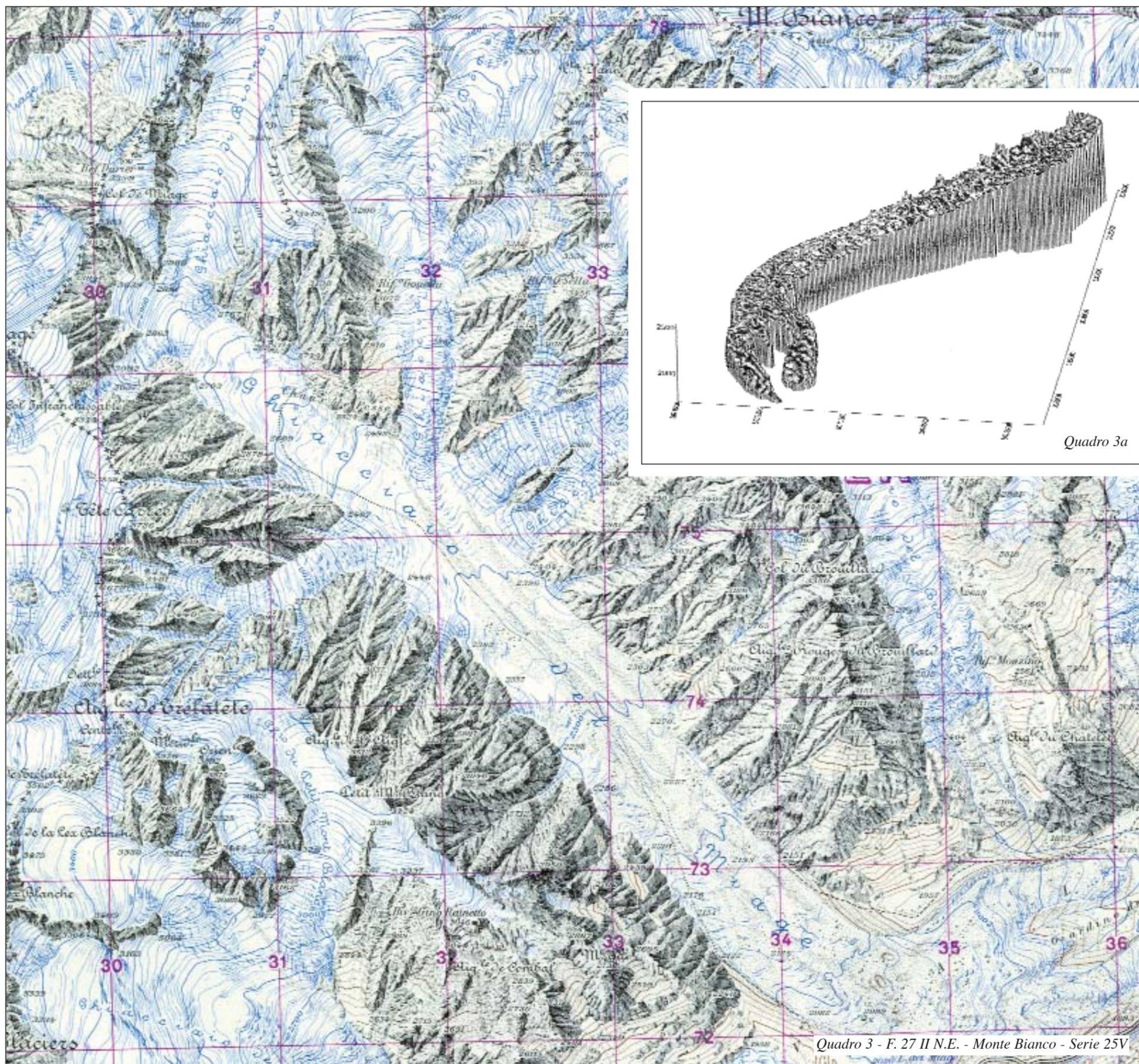
(ablazione dovuta sostanzialmente a fusione). Il ghiacciaio, come corpo dinamico, tende a pareggiare entrate ed uscite attuando un trasferimento di materiale dal bacino di accumulo al bacino di ablazione. Se per un determinato periodo di tempo l'accumulo è stato superiore all'ablazione, il ghiacciaio si espande verso valle in modo da aumentare la zona di ablazione e smaltire l'eccesso di accumulo; se al contrario è prevalsa l'ablazione il ghiacciaio si contrae per ridurre l'area soggetta a fusione. Come è noto, l'aumento della temperatura media globale e la riduzione delle precipitazioni invernali stanno provocando, a partire dalla metà del XIX secolo, una riduzione di superficie e di volume dei ghiacciai alpini che hanno ormai raggiunto il 40-50% dei valori originali. Questo fenomeno ha comportato un regresso evidente soprattutto nelle lingue dei ghiacciai di maggiori dimensioni, la frammentazione di alcuni apparati glaciali in unità minori, la loro trasformazione morfologica e tipologica, nonché l'estinzione di un certo numero di corpi glaciali.

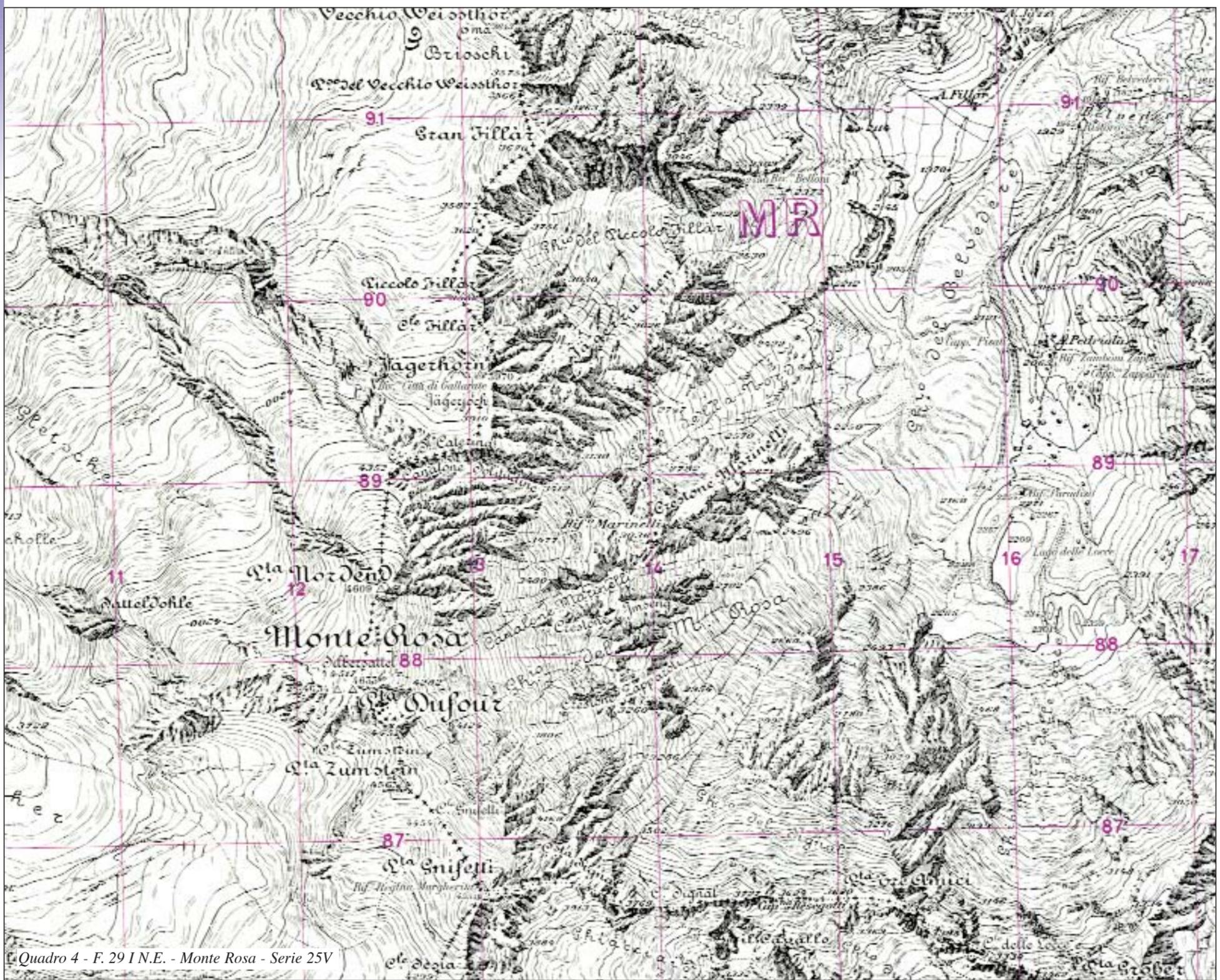
La cartografia a grande scala permette di cogliere molte di queste variazioni. Da quando nel 1538 Aegidius Tschudi nella sua Carta della Svizzera rappresentò per primo un ghiacciaio alpino con il toponimo «Der Gletscher», da quando Warmund Ygl nel 1605 e Peter Anich nel 1770 rappresentarono i ghiacciai del Tirolo, la cartografia ha offerto un contributo essenziale alla comprensione della dinamica glaciale recente. Lo sviluppo attuale in ambito informatico ha enormemente ampliato questo contributo con la possibilità, ad esempio, di creare D.T.M. (Modelli Digitali del Terreno) in ambiente G.I.S., che permettono confronti accurati di cartografie di periodi diversi e la quantificazione di variazioni di volume e di spessore. Ai tradizionali monitoraggi con strumenti topografici speditivi di terreno si sono poi recentemente aggiunti i rilievi con strumentazione satellitaria (G.P.S.) e le analisi delle foto aeree e delle immagini da satellite.

La cartografia, fornendo la possibilità di un'osservazione integrale di ciascun ghiacciaio e di un'esatta valutazione della sua geometria, ha offerto informazio-

ni per affrontare il problema della classificazione e della suddivisione tipologica delle masse glaciali alpine. Sin dai lavori di De Saussure, di Agassiz, di Richter, cui hanno fatto seguito quelli di Marinelli nell'*Atlante dei tipi geografici* del 1922, e successivamente di Nangeroni, è stata sottolineata la differenza fra i ghiacciai che occupano una valle, normalmente caratterizzati da una lingua ben definita, da quelli che sono localizzati sui versanti montuosi (o più raramente sulle sommità), la cui forma è strettamente condizionata dalla morfologia che li ospita e che può essere quindi molto differenziata (pendio, circo, vallone, piano, nicchia, ecc.). Nel vecchio Catasto del Comitato Glaciologico Italiano (C.G.I.) veniva usata una suddivisione di tipo geografico-descrittivo: ghiacciai «pirenaici» o di «II ordine», mancanti di una vera e propria lingua; «alpini», caratterizzati da una lingua notevole, derivante da un solo bacino collettore; «himalaiani» derivanti dalla confluenza di più lingue. La soluzione più semplice sarebbe classificare i ghiacciai con lingua notevole come «ghiacciai di I ordine» e quelli senza lingua come «ghiacciai di II ordine»: non si coglierebbe in questo modo la complessità tipologica soprattutto dei ghiacciai di II ordine. Le classificazioni più recenti, da quella di Desio a quella del *World Glacier Inventory* (W.G.I.), a quella del Servizio Glaciologico Lombardo (S.G.L.), sono molto più articolate nel tentativo di cogliere la varietà e la variabilità dei corpi glaciali. La classificazione si basa sulla suddivisione in due parametri principali: la classificazione primaria o tipologica e la classificazione di forma o morfologica. La prima, limitandoci ovviamente ai ghiacciai alpini, comprende i «ghiacciai vallivi» e i «ghiacciai montani» (presentati nella tavola 37. «Ghiacciai minori»), cui si aggiungono i «glacionevati». La classificazione di forma amplia ed integra la prima, aggiungendo informazioni sulla morfologia dei singoli apparati glaciali.

Per quanto riguarda i ghiacciai vallivi nel **quadro 1** è presentato il ghiacciaio dei Forni. Questo apparato si trova nel gruppo montuoso Ortles-Cevedale nelle Alpi Retiche e, con una superficie di circa 13 kmq, è il secondo ghiacciaio per





Quadro 4 - F. 29 I N.E. - Monte Rosa - Serie 25V

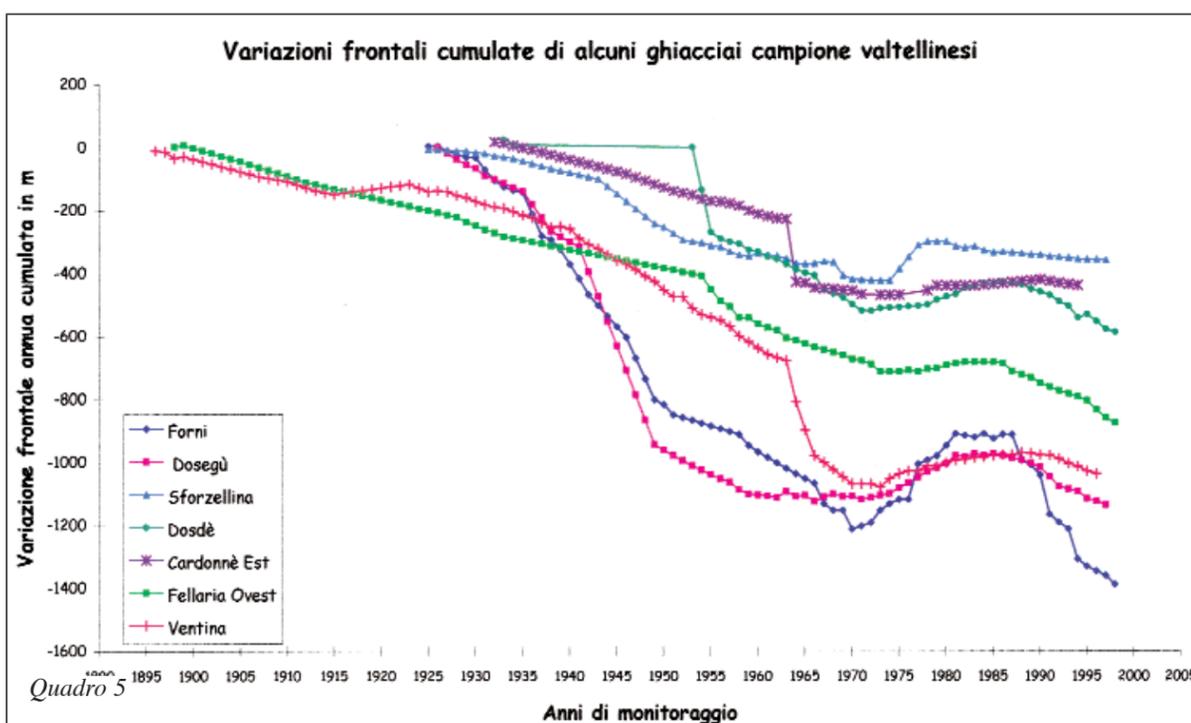
estensione delle Alpi italiane. Dalla carta emerge bene la sua forma complessa: si distinguono tre vasti bacini collettori, delimitati da una cresta di vette che vanno dal Palon de la Mare (3703 m) ad oriente al Pizzo Tresero (3594 m) ad occidente. I bacini collettori si raccordano con ripide seraccate alla lingua sottostante che deriva dall'unione delle tre colate, la cui individualità è indicata dalla presenza delle due morene mediane. Nel vecchio catasto del C.G.I. questa morfologia veniva definita di tipo «himalaiano», mentre il W.G.I. lo definisce «a bacini composti» e l'S.G.L. «confluente». La lingua attuale appare del tutto sottodimensionata (poco più di 1 km di lunghezza) rispetto alle dimensioni dei bacini collettori. Si osservi anche la sottile apofisi di ghiaccio che scende sulla sinistra delle Guglie fino a quota 2361 m al di sotto del Rifugio Branca. Il ghiacciaio è in netto ritiro dalla metà del XIX secolo con la fine della Piccola Età Glaciale. Nel **quadro 2** è mostrata la situazione dell'inizio del XX secolo con la fronte del ghiacciaio che sfiora la confluenza della val Cedech a meno di 2200

m di quota. L'arretramento del ghiacciaio, acceleratosi poi nell'ultimo decennio del XX secolo, è stato superiore a 1,5 km, con una riduzione di spessore medio della lingua di 70 m ed è stato solo brevemente interrotto da una limitata fase di espansione, verificatasi fra il 1970 e il 1985, che ha portato la fronte ad avanzare di poche centinaia di metri. È questa una tendenza comune alla maggior parte dei ghiacciai italiani, come emerge dal **quadro 5**.

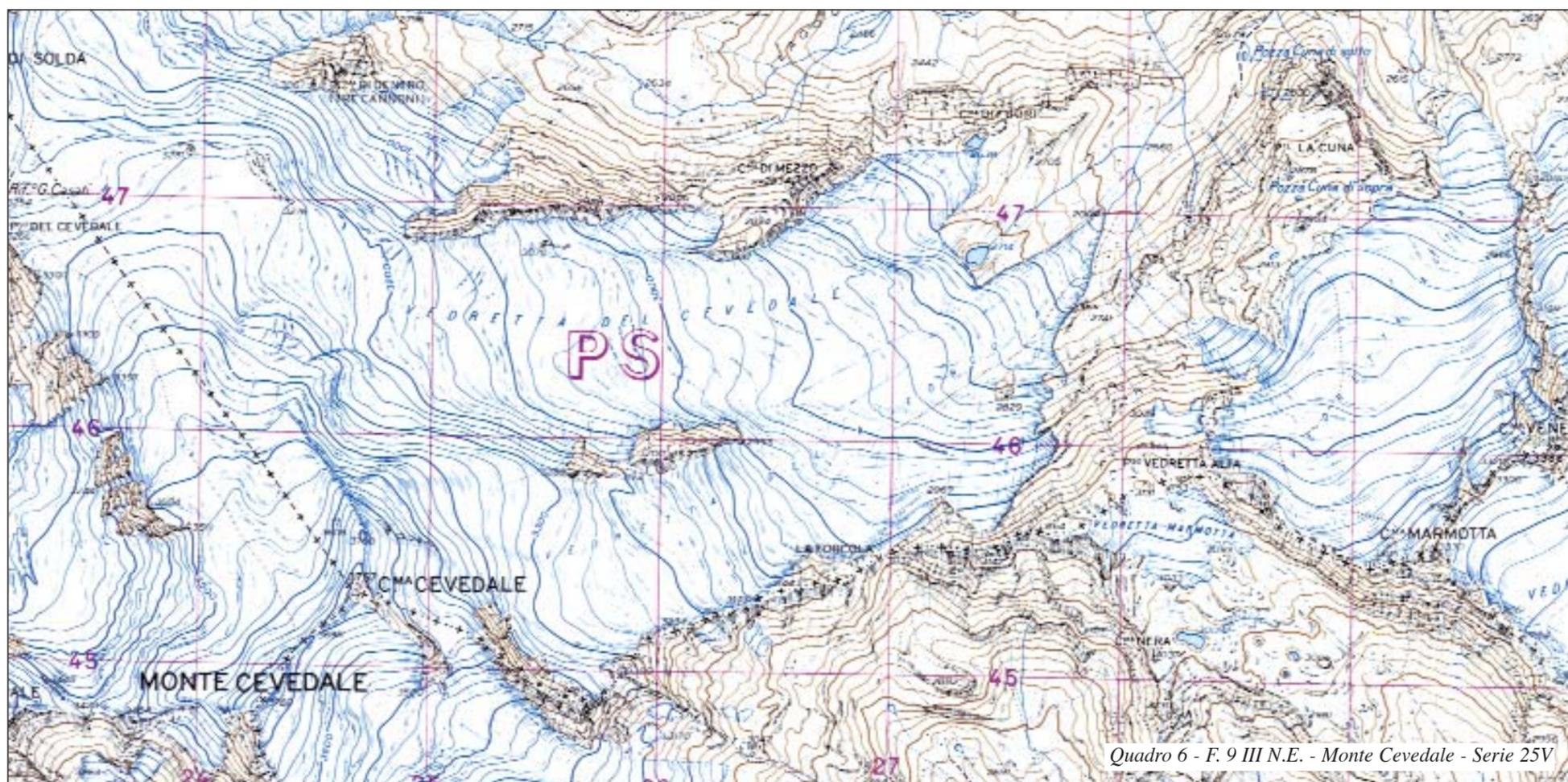
Un'altra forma di ghiacciaio vallivo è presentata nel **quadro 3**. Si tratta del Miage che si allunga ai piedi del monte Bianco per oltre 11 km, con una fronte costituita da due lobi (si veda la rappresentazione tridimensionale della lingua nel **quadro 3a**). La mancanza di un vero e proprio bacino collettore, la ripidità delle pareti rocciose che rinserrano la lingua, i numerosi ripidi apparati confluenti, la completa copertura detritica della lingua, i fenomeni termoclastici della sua superficie, ne fanno un «oggetto» straordinario del paesaggio alpino, più simile ai giganteschi «ghiacciai neri» o «ghiacciai ricoperti di detrito» (*debris covered glaciers* nella terminologia internazionale) dell'Himalaya, che ai classici «ghiacciai bianchi» alpini (*clean glaciers*). Definito «alpino composto» nel vecchio catasto C.G.I., ha una forma che viene considerata di tipo «articolato» («ghiacciaio vallivo in cui confluiscono una o più lingue laterali non vallive») dalla classificazione S.G.L.

Anche ai piedi del versante nord-orientale del monte Rosa scorre un ghiacciaio vallivo piuttosto insolito (**quadro 4**): è il Belvedere, anch'esso ricoperto da detrito ed alimentato dalle valanghe che scendono dal versante nord-est del monte Rosa, la più alta parete delle Alpi. Il ghiacciaio, a differenza del Miage, non è racchiuso in una stretta valle, ma è formato dalla confluenza di ripidi e stretti canali che si sviluppano verticalmente per 2400 m; anch'esso può essere definito «articolato». La carta (**quadro 4**) ben evidenzia la successione di crestoni rocciosi che si alternano ai ripidi canali di ghiaccio nel formare la gigantesca parete.

La difficoltà di creare definizioni e tipologie precise ed univoche per gli apparati glaciali è ben evidenziata dal caso del **quadro 6**. È un'unica lingua che si allunga verso est sul ver-



Quadro 5



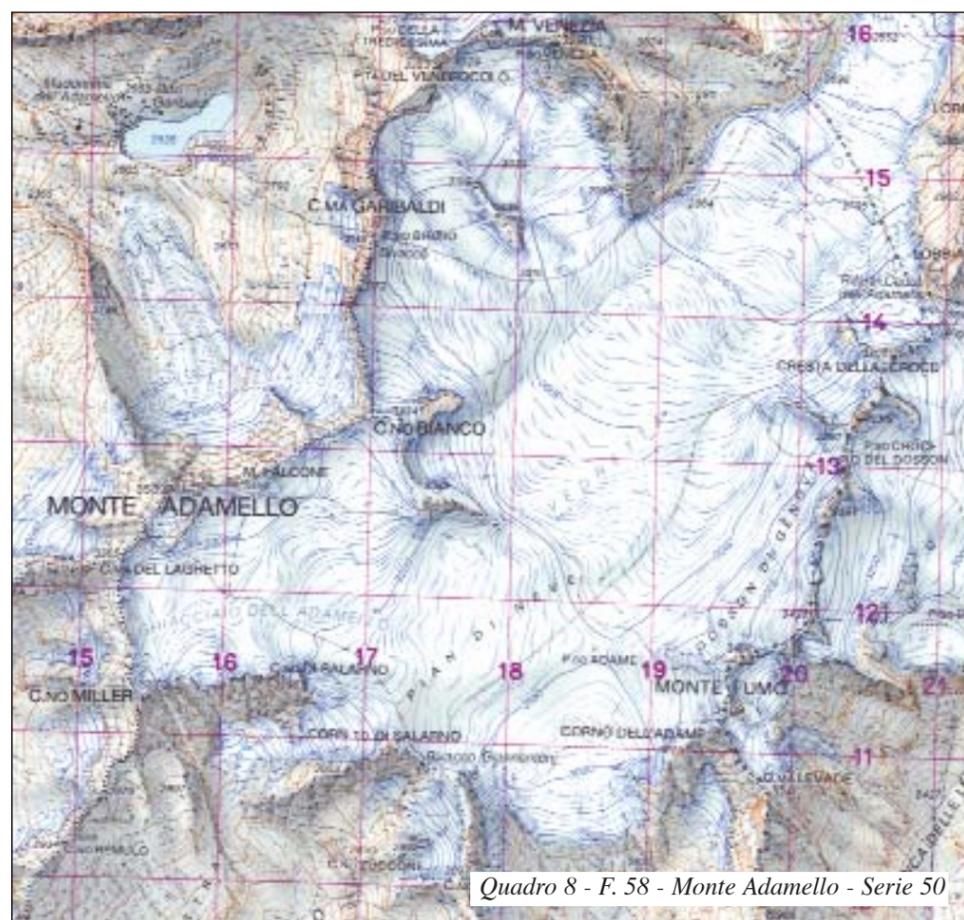
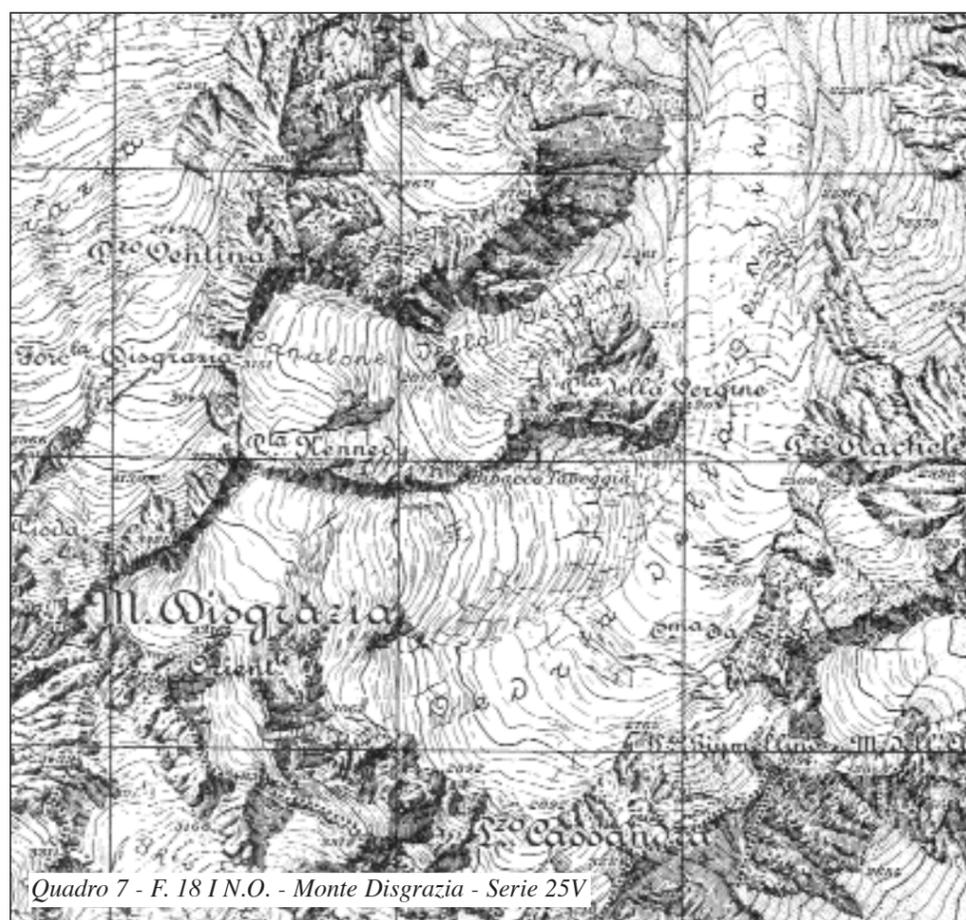
sante orientale del Cevedale in Alto Adige, un ghiacciaio che può quindi essere definito vallivo. Mentre il suo bacino collettore è unitario, anche se sono presenti chiare zone di separazione dei flussi, un lungo affioramento roccioso fra le quote 3288 m e 2993 m tende a separare longitudinalmente la lingua che tradizionalmente viene suddivisa in Vedretta del Cevedale a nord e Vedretta della Forcola a sud.

Di più facile classificazione il ghiacciaio del **quadro 7**. È il Ventina, sulle Alpi lombarde, ai piedi del monte Disgrazia: apparato vallivo di non grandi dimensioni (circa 2 kmq di superficie), caratterizzato da una classica lingua e da un unico bacino di accumulo, la cui forma può essere definita di tipo semplice («vallivo a bacino semplice» nella classificazione del W.G.I.).

Il **quadro 8** ripropone la complessità della forma dei ghiacciai italiani. È il ghiacciaio dell'Adamello, il più vasto delle Alpi italiane (18 kmq). La riproduzione non è confrontabile con le altre data la scala diversa (1:50 000

invece di 1:25 000). Tradizionalmente frammentato in numerosi apparati (fra i quali l'altopiano del pian di Neve, la colata valliva del Mandrone che scende verso il Trentino o la più contratta effluenza del Salarno che scende verso la Lombardia), si può oggi considerare un unico corpo glaciale di tipo molto particolare. Si tratta infatti di una vasta area subpianeggiante posta poco al di sotto delle cime più elevate dell'Adamello (3539 m) e del Corno Bianco, da cui si diramano lingue radiali, fra le quali una (Mandrone) è di tipo vallivo. È una morfologia che ricorda quella dei grandi ghiacciai norvegesi di altopiano con lingue radiali. Recenti rilievi geofisici (sismici e *radar*) hanno dimostrato che non esistono strutture rocciose subglaciali in grado di differenziare il flusso delle colate e di creare quindi bacini collettori separati. Da qui la recente classificazione in un unico corpo glaciale.

* Con la collaborazione di Guglielmina Diolaiuti



BIBLIOGRAFIA

BRUNNER K., "Glacier mapping in the Alps", *Mountain Research and Development*, 1987, n. 7, pp. 375-385.
 CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE - COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, Torino, C.N.R.- C.G.I., 1959-1962.
 DESIO A., *I ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale*, Torino, C.N.R.- C.G.I., 1997.
 DIOLAIUTI G., D'AGATA C., SMIRAGLIA C., "Variations in Belvedere Glacier (Monte Rosa, Italian Alps) tongue thickness and volume in the second half of the 20th century", *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 2003, n. 35, pp. 255-263.

GALLUCCIO C., CATASTA C., BONARDI L., RIGHETTI F., "Una nuova classificazione per i ghiacciai alpini", *Neve e Valanghe*, 1994, n. 22, pp. 58-73.
 I.A.H.S., U.N.E.P., U.N.E.S.C.O., *World Glacier Inventory*, Teufen, 1988.
 MERLI F., PAVAN M., ROSSI G. C., SMIRAGLIA C., TAMBURINI A., UBIALI G., "Variazioni di spessore e di volume della lingua del Ghiacciaio dei Forni (Alpi Centrali, gruppo Ortles-Cevedale) nel XX secolo. Risultati e confronti di metodologie", *Supplementi Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, V, pp. 121-128.
 SMIRAGLIA C., *Guida ai ghiacciai e alla glaciologia*, Bologna, Zanichelli, 1992.

37. Ghiacciai minori

PAOLO ROBERTO FEDERICI

Università degli Studi di Pisa

L'esigenza di classificare tassonomicamente i prodotti della natura ha generato anche in glaciologia alcuni tentativi di distinguere i ghiacciai per categorie. Tuttavia, esistono difficoltà teoriche e sperimentali nel definire alcuni ghiacciai come «minori», intendendo chiaramente con questo termine corpi di ghiaccio permanente di piccole dimensioni. Molto usata è la dizione «ghiacciai di 2° ordine», derivata dal «ghiacciaio di 2° genere», introdotta da De Saussure nel 1803. Poiché genesi, sviluppo e comportamento del ghiaccio sono sostanzialmente gli stessi nei vari tipi di ghiacciai; non si dovrebbe istituire una categoria distinta da altre, ma soltanto una comoda semplificazione.

Un primo problema si pone nello stabilire un limite inferiore alle dimensioni dei corpi glaciali, poiché è evidente che al di sotto di una certa soglia diventa opinabile parlare di «ghiacciaio». In quelle condizioni la massa ghiacciata può declinare e trasformarsi rapidamente in «glacio-nevato», che non è un vero e proprio ghiacciaio ma semplicemente un insieme di piccole masse ghiacciate inerti e non organizzate. Basandosi sul solo parametro dell'esten-

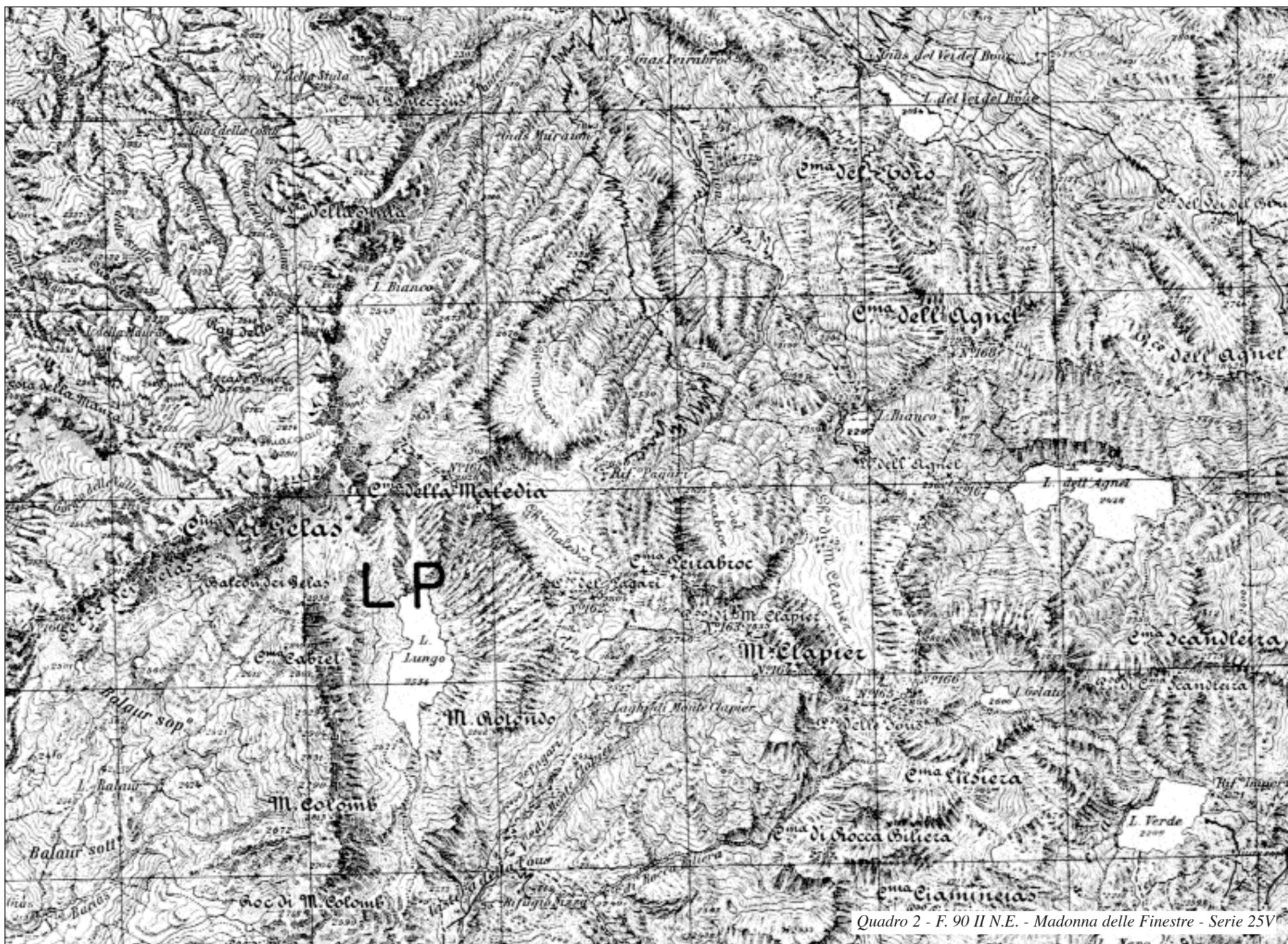
mente più piccoli. Tuttavia ve ne possono essere alcuni di dimensioni rilevanti, come il ghiacciaio della Marmolada nelle Alpi dolomitiche (**quadro 1**), che appunto non possiede una vera lingua, ma si adagia su un pianalto che è orlato a sud da una parete strapiombante, o il ghiacciaio del Careser nelle Alpi retiche, che per le sue notevoli dimensioni (quasi 4 Km²) è stato inserito fra i ghiacciai di 1° ordine da diversi autori. Nei ghiacciai minori la massa ghiacciata, avendo sempre un comportamento di corpo fluido ad alta viscosità, nell'accumularsi e nel distribuirsi è decisamente condizionata dalla topografia ed ha limitata capacità di esprimere una forma propria. Di conseguenza i ghiacciai minori si possono trovare in situazioni morfologiche differenti, che finiscono col determinare la loro geometria, per cui appare logico appellarli con l'oronimo relativo al sito in cui essi si trovano. In questo modo si ha l'immediata percezione dell'aspetto del ghiacciaio e di quale può essere stata la sua genesi. Prendono corpo, così: i ghiacciai «di circo», «di vallone o canalone», «di versante o pendio», «di altopiano o pianalto», «di falda montuosa», «di



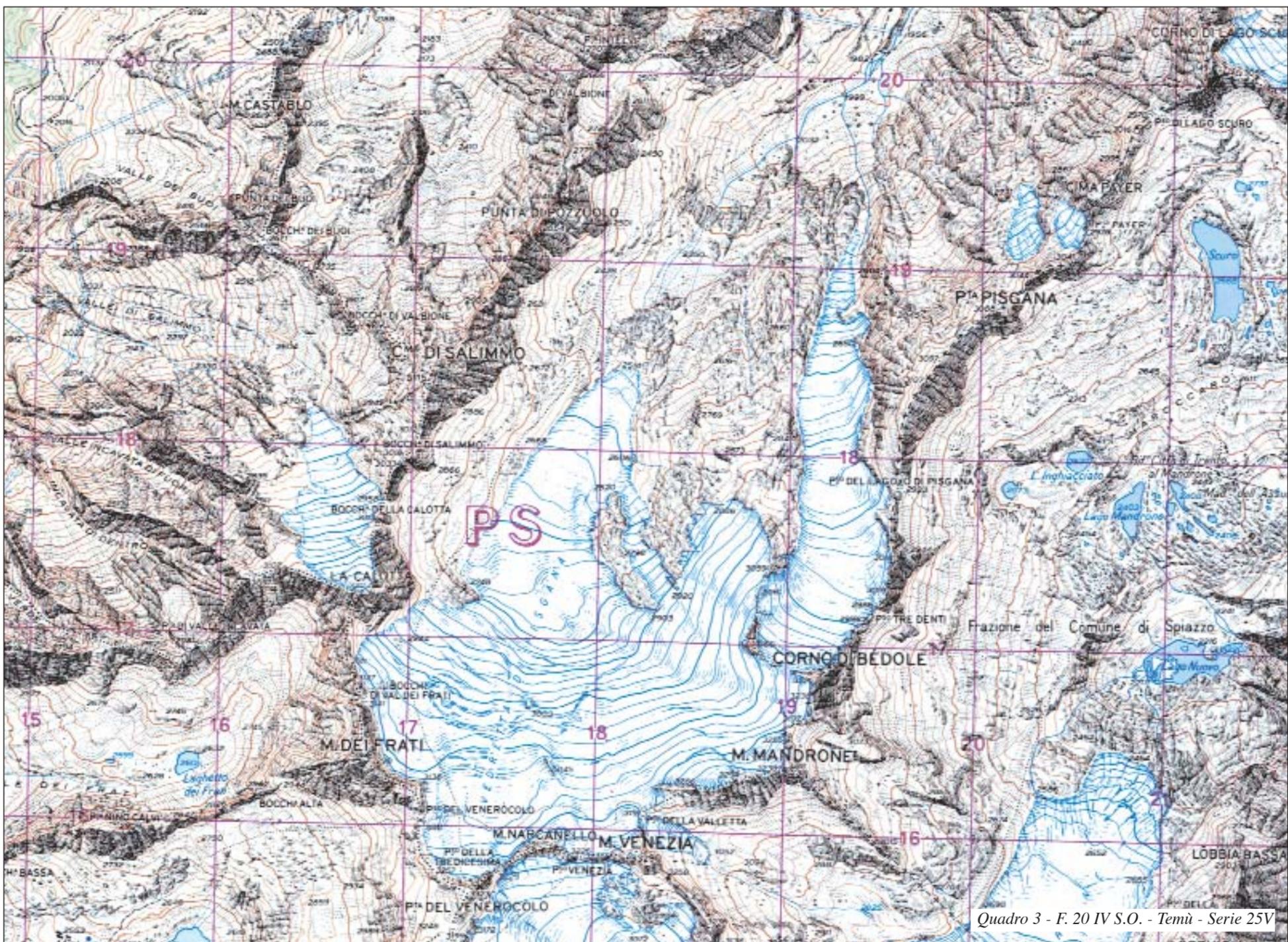
sione, il Comitato Glaciologico Italiano nel 1959-1962, nel fissare il limite inferiore dei ghiacciai per il loro catastamento, decise per un valore di 6 ha. Un valore opinabile, tanto più che prescindeva dalla massa del ghiacciaio, ma necessario dovendo redigere un catasto. Oggi, nell'attuale fase di deglaciazione, alcuni ghiacciai di quel catasto sono addirittura scomparsi, gli altri sopravvivono ma sono andati soggetti ad una forte diminuzione della loro massa. Poiché dai piccoli ghiacciai si passa insensibilmente a ghiacciai sempre più grandi senza trovare un valore significativo di distinzione, la scelta classificativa è caduta su un criterio al contempo geometrico ed evolutivo, quello che attribuisce valore alla presenza o meno della lingua valliva nei ghiacciai di montagna. Perciò, posta la distinzione fra ghiacciai vallivi e ghiacciai montani, indipendentemente dall'estensione e dalla massa, si potrebbero definire «ghiacciai minori» quei «corpi glaciali montani, permanenti e di varia geometria privi di lingua valliva». È naturale che nella maggior parte dei casi anche estensione e massa siano ridotte, per cui questi ghiacciai sono effettiva-

sella», «di sommità». Ad essi si possono aggiungere alcune forme transitorie, come i «ghiacciai sospesi», che dall'elisione della confluenza con un ghiacciaio vallivo possono conseguire la mutazione della loro originaria personalità e, di solito, ridursi ad autonoma e modesta asta ghiacciata. Così pure possono inserirsi quelle masse, normalmente molto piccole, che, una volta affermatasi la deglaciazione in un gruppo montuoso, permangono in situazioni topografiche occasionalmente favorevoli come le nicchie che scolpiscono gli alti versanti.

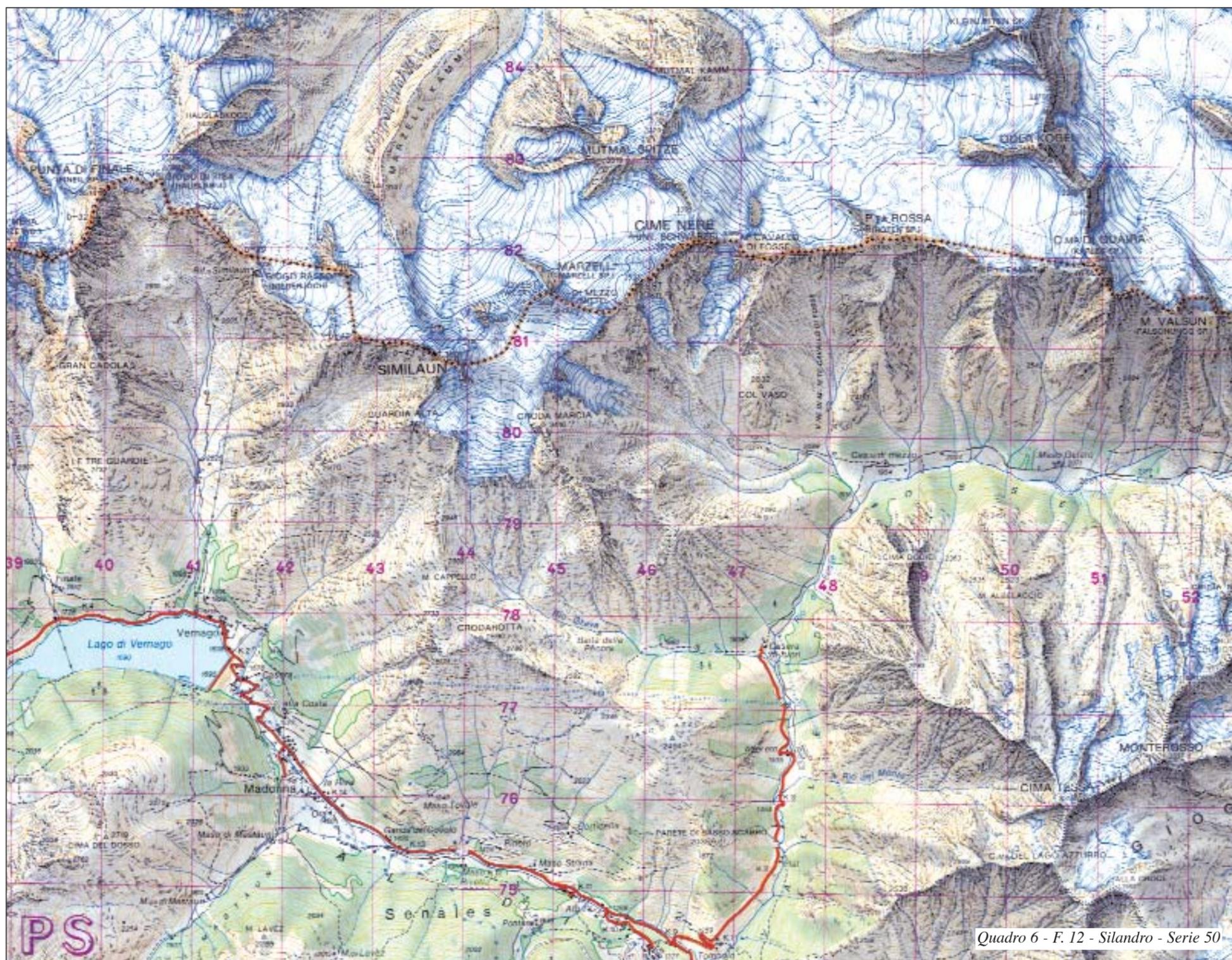
Il gruppo dominante (nelle Alpi sono centinaia) è quello dei «ghiacciai di circo», perché, se i valloni, i canali ed i versanti sono altrettanto numerosi, i circhi di solito sono situati a grandi altezze, ma soprattutto sono costruiti in modo tale da essere degli eccellenti contenitori di ghiaccio (si veda anche la tavola relativa). Non solo, ma proprio la loro configurazione con un fondo depresso ed alte pareti crea inevitabilmente un microclima più favorevole alla conservazione della massa ghiacciata di quanto non lo siano gli aperti versan-



Quadro 2 - F. 90 II N.E. - Madonna delle Finestre - Serie 25V



Quadro 3 - F. 20 IV S.O. - Temù - Serie 25V



della soglia, talora costituita da un vero gradino. Le forme dei circhi sono variabili (ci sono parametri morfometrici per studiarli) in dipendenza da fattori litologici e strutturali, nonché dalla durata del glacialismo che, assieme alle azioni criergiche sulle pareti, li hanno plasmati; di conseguenza esiste una notevole variabilità di forma dei ghiacciai relativi, spesso riconducibili a quelli di una lente convessa o leggermente biconvessa. Quando il circo è classicamente conformato con una conca e una contropendenza verso l'esterno di essa, si ritiene che il ghiacciaio abbia impresso alla propria massa un movimento rotazionale che perciò l'avrebbe generata così.

Problematico è segnalare i ghiacciai di altopiano, che si adagiano su una superficie non troppo inclinata, anche se accidentata o ondulata e comunque non delimitata da altri rilievi. Poiché sono di questo tipo i ghiacciai scandinavi, di ben altre dimensioni rispetto a quelli alpini, e potendovi nelle Alpi includervi veramente soltanto il complesso ghiacciaio che sta sotto le cime dell'Adamello (si veda anche la tavola 36. «Ghiacciai vallivi alpini»), ci si chiede se non convenga associarvi i ghiacciai di pianalto, come il già citato ghiacciaio della Marmolada o come il ghiacciaio La Calotta nel gruppo dell'Adamello (**quadro 3**), che però dei 25 ha di superficie totale ne presenta oggi solo 7 di accumulo. Citato anche nelle precedenti edizioni dell'Atlante è il ghiacciaio di Cima Tosa, nelle Dolomiti del Brenta, che occupa la piatta cima omonima (**quadro 4**), per cui potrebbe segnalarsi come «ghiacciaio di sommità».

Il ghiacciaio del Carro nelle Alpi Graie (**quadro 5**) può essere emblematico delle trasformazioni nel tempo dei prodotti del glacialismo. Già grande alimentatore della conca dei Nivolat e del ghiacciaio dell'Orco, si è ritirato fra le cime più alte del Carro e della punta dell'Uya; è privo di lingua valliva e

potrebbe rientrare nel tipo dei «ghiacciai di falda montuosa», che si allargano appunto alle falde delle pareti rocciose. La più recente deglaciazione lo ha colpito e suddiviso in due apparati (occidentale ed orientale), per cui il primo può ora essere classificato come di «falda-pendio», il secondo di «circo-versante». Ma molti corpi potrebbero altrettanto agevolmente rientrare nel tipo dei ghiacciai di pendio o versante. Stessa sorte ha subito il ghiacciaio di Nel: diviso in due, il ghiacciaio Occidentale è divenuto di circo-pendio, il ghiacciaio della Capra, ritiratosi in alto, è passato alla fase di circo e quello della Losa è divenuto un glacio-nevato.

Nel **quadro 6**, la vedretta della Grava nella val Senales (Alpi Venoste), già considerata parte di un ghiacciaio di altopiano e di sella con lingue in varie direzioni, si proietta lungo il ripido versante tra Similaun e Croda Marcia fino a quota 3100 m circa, esempio di quanto possano le forze di coesione del ghiaccio nei confronti della forza di gravità. La carta offre l'opportunità di vedere di fronte alla cima Tessa una sequenza di ghiacciai piccoli, allungati, precipiti, sul versante nord che possono agevolmente rientrare nel tipo dei «ghiacciai di vallone e canalone». È possibile che in alcuni casi due canali confluenti diano ospitalità a ghiacciai di vallone composti.

I ghiacciai minori sono generalmente masse che hanno scarsa attività e offrono una risposta diretta e non dinamica alle sollecitazioni climatiche. Sono i più esposti di fronte ai continui bilanci di massa negativi che hanno contrassegnato il XX secolo e anche attraverso successive variazioni morfologiche sono destinati ad estinguersi, se non ci saranno significativi inversioni nell'attuale tendenza alla deglaciazione nelle Alpi.

BIBLIOGRAFIA

BRUNER K., "Glacier mapping in the Alps", *Mountain Research and Development*, 7, 1987, pp. 375-385.
 CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE - COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, *Catato dei ghiacciai italiani*, 4 voll., Torino, C.N.R. - C.G.I., 1959-1962.
 A. DESIO, *I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale*, Torino, C.N.R. - COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1968.
 FEDERICI P. R., PAPPALARDO M., "L'evoluzione recente dei ghiacciai delle Alpi Marittime", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 18, 1995, pp. 257-269.

GALLUCCIO A., CATASTA G., BONARDI L., RIGHETTI F., "Una nuova classificazione per i ghiacciai alpini", *Neve e valanghe*, 22, 1994, pp. 58-73.
 NANGERONI G., "I ghiacciai di secondo ordine", *Natura*, 20, 1929, pp. 347-365.
 ROVERETO G., *Trattato di Geologia Morfologica*, vol. II, Milano, Hoepli, 1925.
 DE SAUSSURE H. B., *Voyages dans les Alpes*, t. II, Neuchâtel, Lois Fauche Borel, 1803.
 ZANON G., "Venticinque anni di bilancio di massa del Ghiacciaio del Careser (Alpi Centrali, 1966-67 / 1990-91)", *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 15, 1992, pp. 215-220.

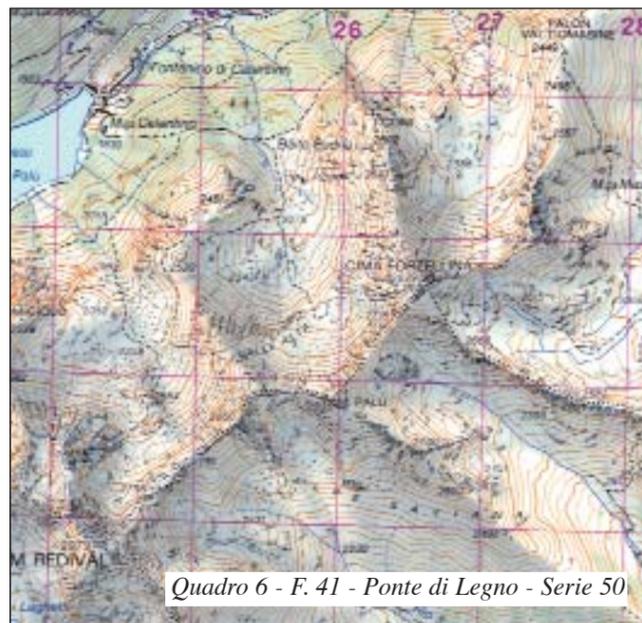
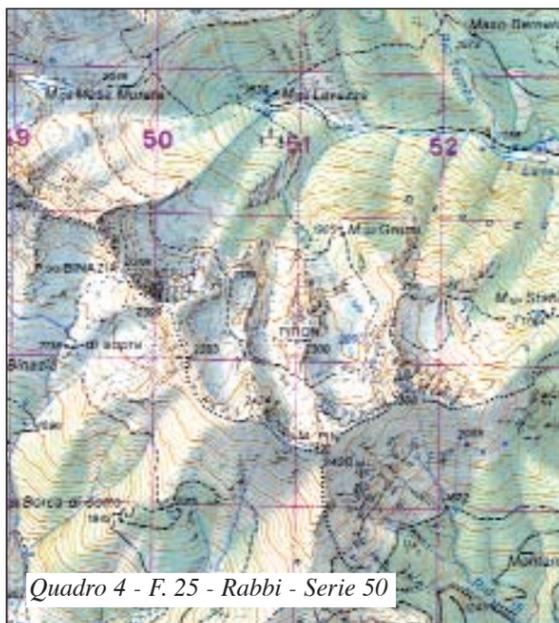
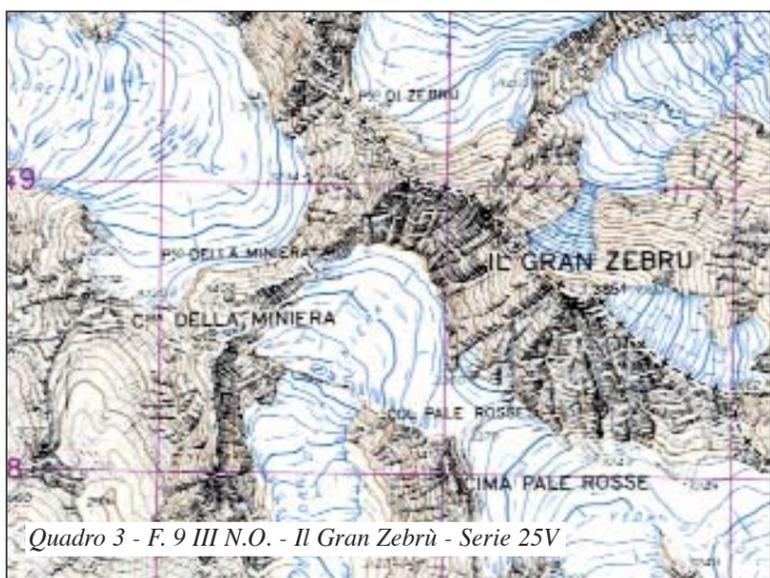
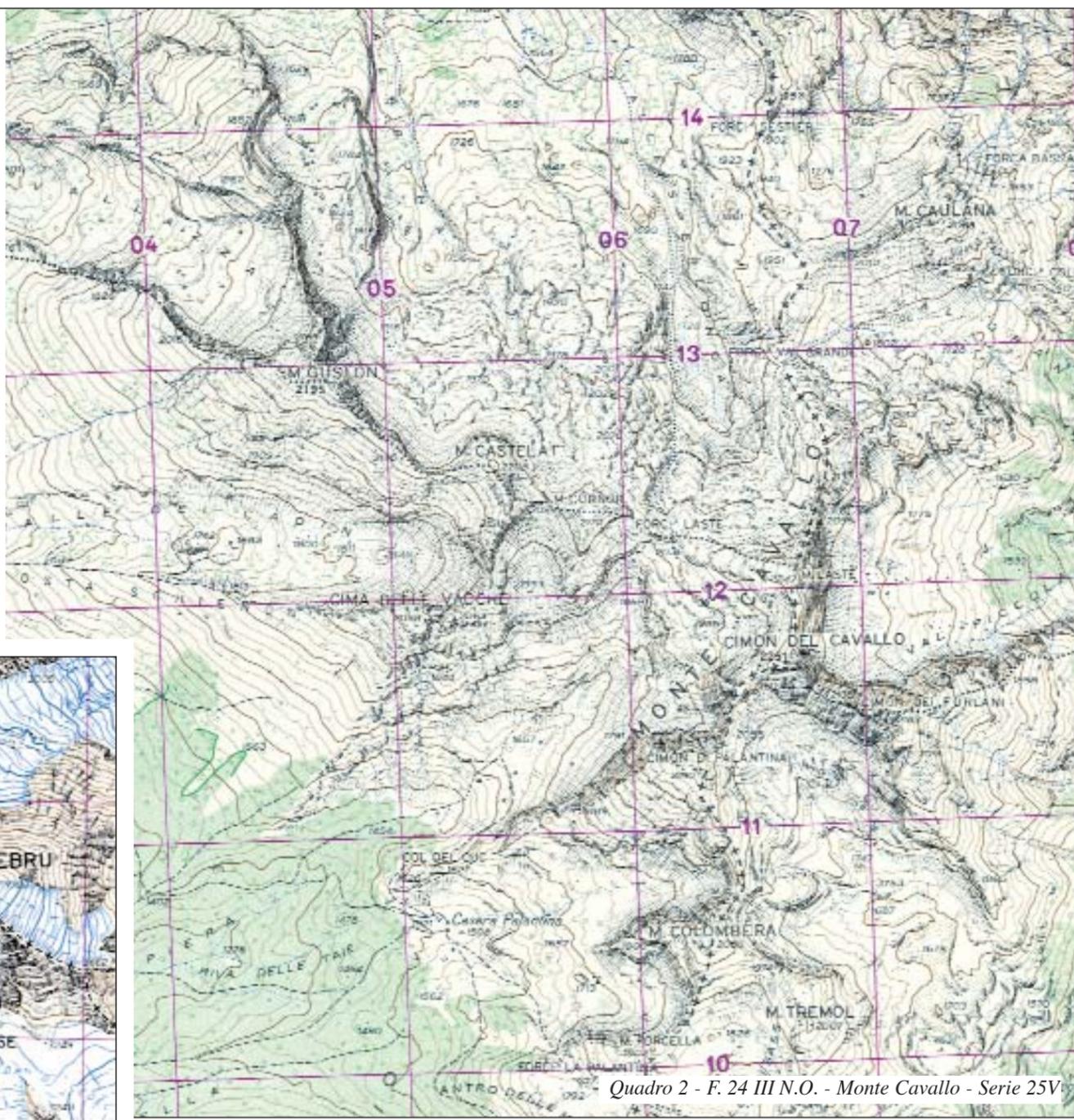
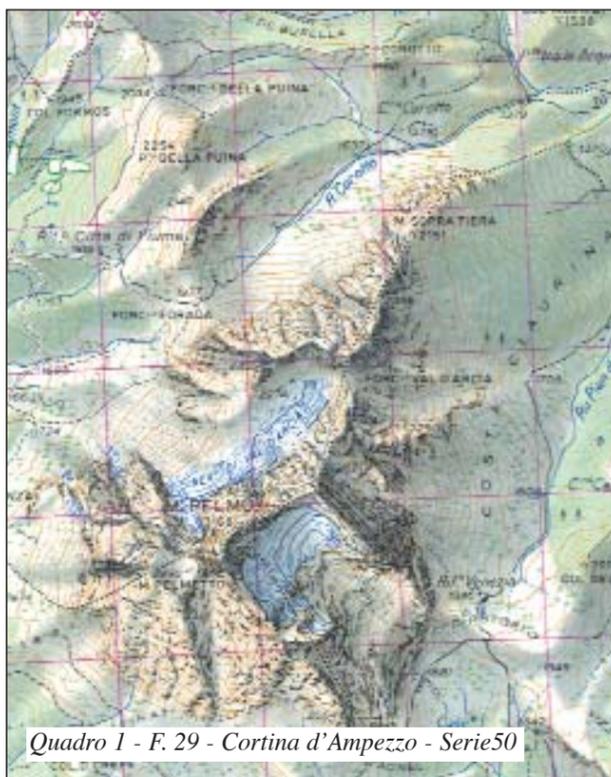
38. Circhi glaciali

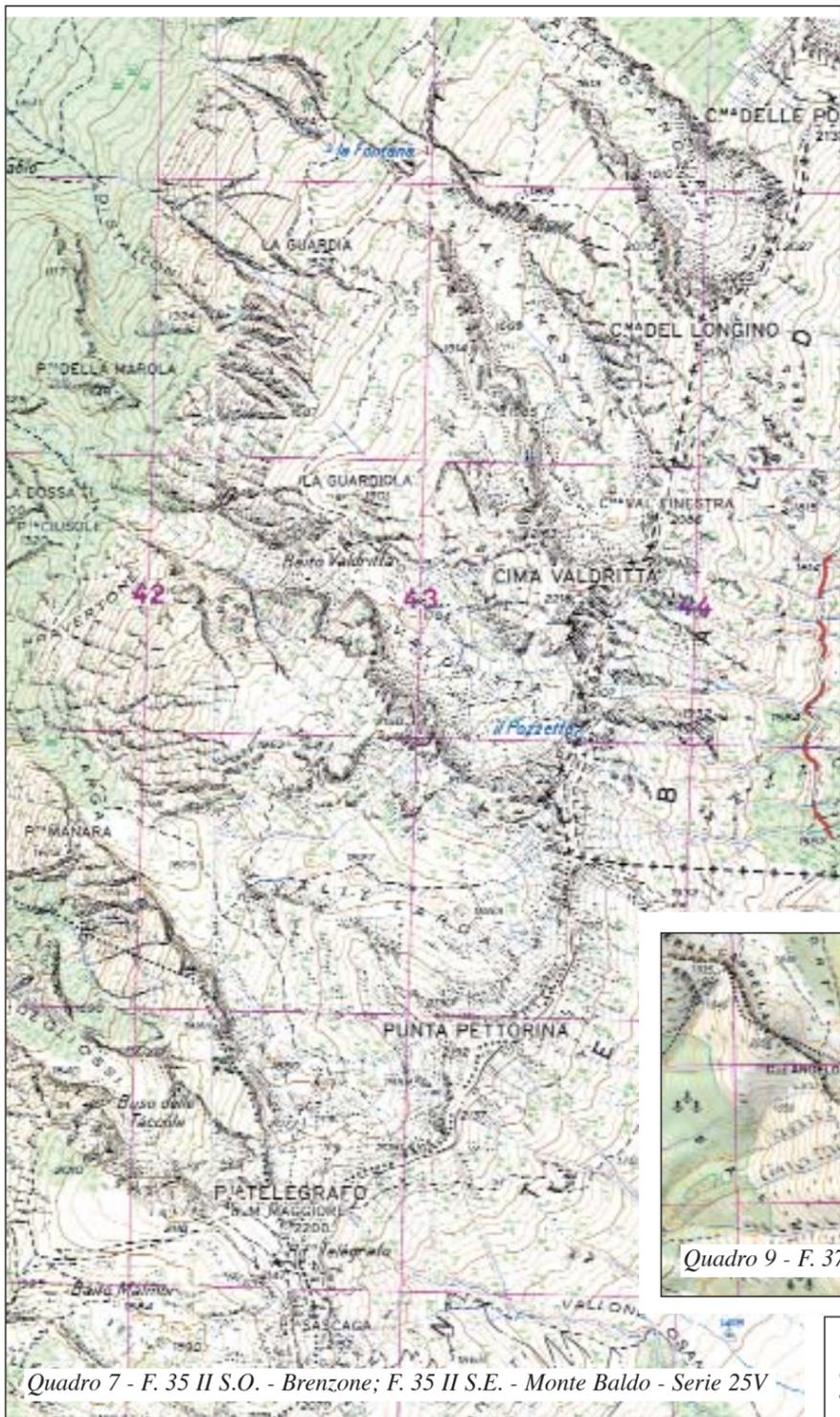
CARLO BARONI

Università degli Studi di Pisa

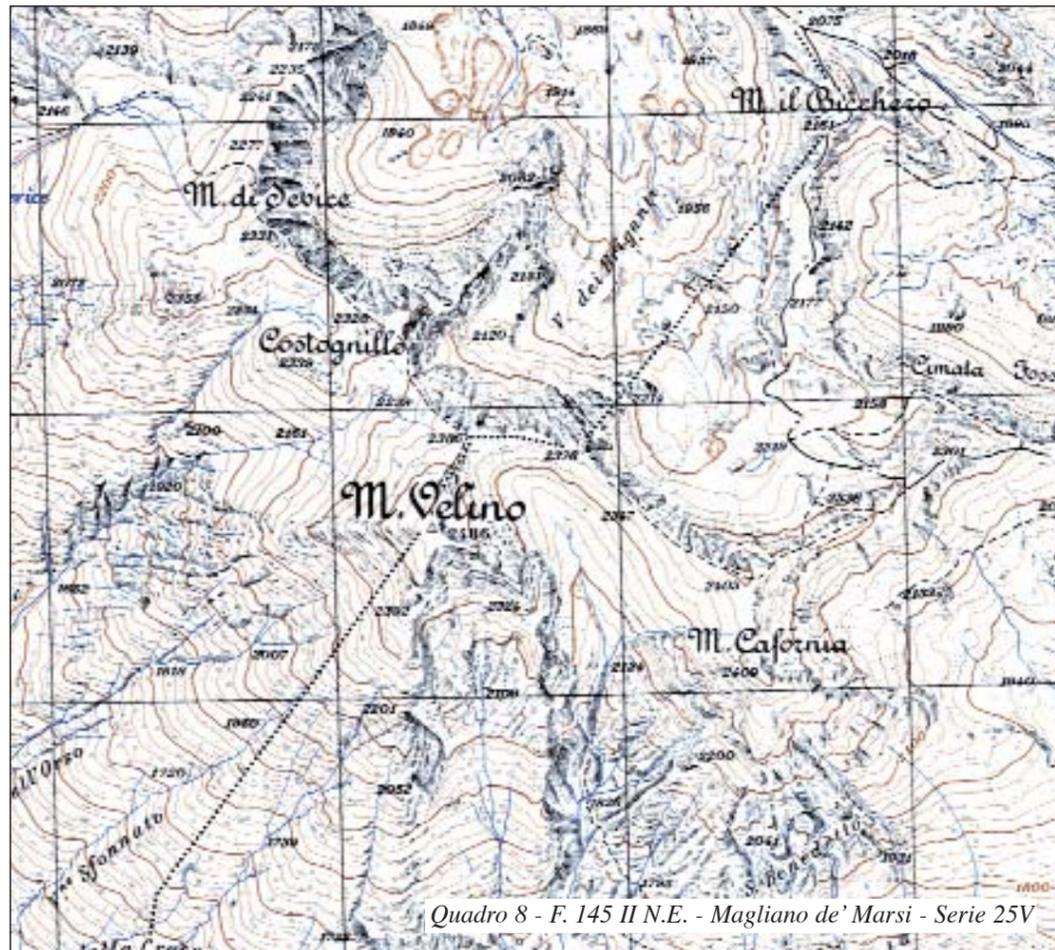
I «circhi», insieme alle valli glaciali, sono tra le forme più rappresentative dell'erosione glaciale (esarazione). I ghiacciai temperati esplicano la propria attività erosiva attraverso due processi principali: l'«abrasione», processo di levigatura e striatura del substrato roccioso ad opera del detrito trasportato alla base del ghiacciaio (effetto «lima» o «carta vetrata») e l'«escavazione» (*plucking, quarrying*), un insieme di processi che determinano lo sradicamento e l'asportazione di blocchi di roccia ed il loro inglobamento entro il ghiacciaio. Fattori che condizionano tipo ed entità dell'erosione glaciale sono lo spessore del ghiaccio (maggiore è lo spessore, maggiore è la pressione, maggiore è l'erosione), la temperatura e la pressione dell'acqua alla base del ghiacciaio, la «durezza» dei detriti trasportati alla base e quella delle rocce del substrato, la capacità di asportazione della roccia erosa (l'eventuale accumulo può proteggere il substrato), il tempo (tanto maggiore è la durata del processo quanto mag-

giore sarà l'espressione delle forme di erosione). L'abrasione glaciale tende a smussare la superficie topografica, levigando le rocce del substrato e dando origine ad un insieme di forme che, genericamente, possiamo definire arrotondate. L'escavazione glaciale si esplica invece attraverso un insieme di processi che tendono a disgregare il substrato e ad asportare i detriti prodotti. La pressione esercitata dal ghiaccio in movimento consente ai blocchi trasportati alla base di disarticolare il substrato (effetto «aratro»). Inoltre, la disgregazione crioclastica, che si origina in seguito a sopraffusione del ghiaccio a ridosso di ostacoli, con conseguente rigelo nella zona a valle, determina l'asportazione di blocchi di notevoli dimensioni (questo processo è noto come effetto «pompa di calore» di Robin). Infine il rapido aumento della pressione dell'acqua alla base del ghiacciaio, facendo scattare in avanti la massa glaciale, le consente di sradicare grandi blocchi (effetto «martinetto idraulico»). La fratturazione della roccia lungo

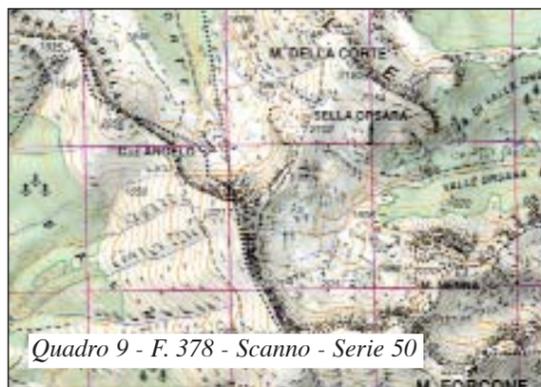




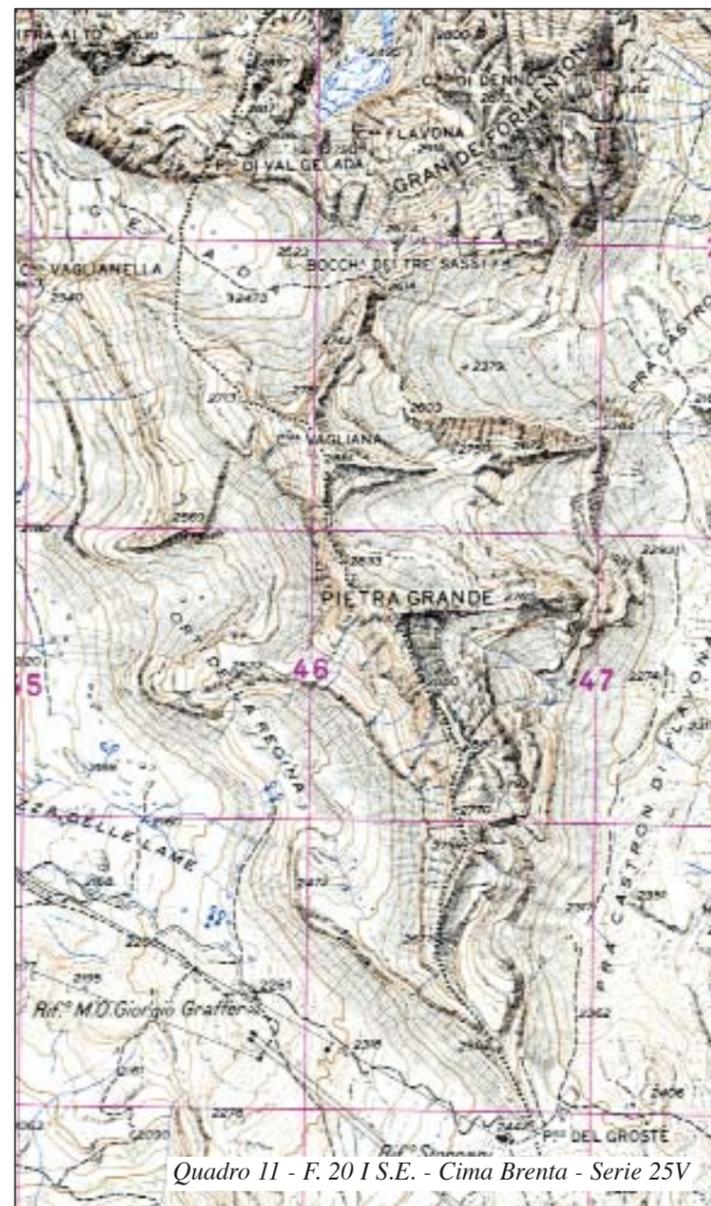
Quadro 7 - F. 35 II S.O. - Brenzone; F. 35 II S.E. - Monte Baldo - Serie 25V



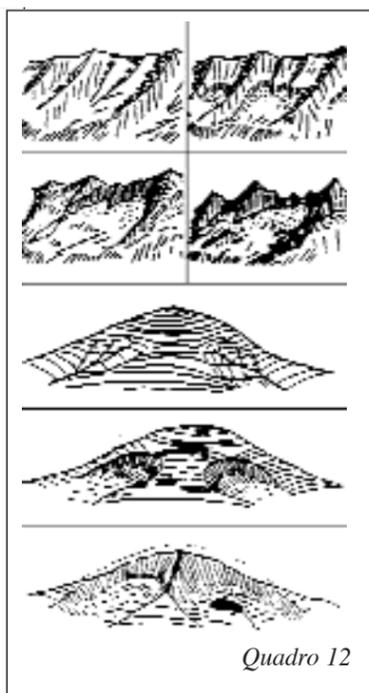
Quadro 8 - F. 145 II N.E. - Magliano de' Marsi - Serie 25V



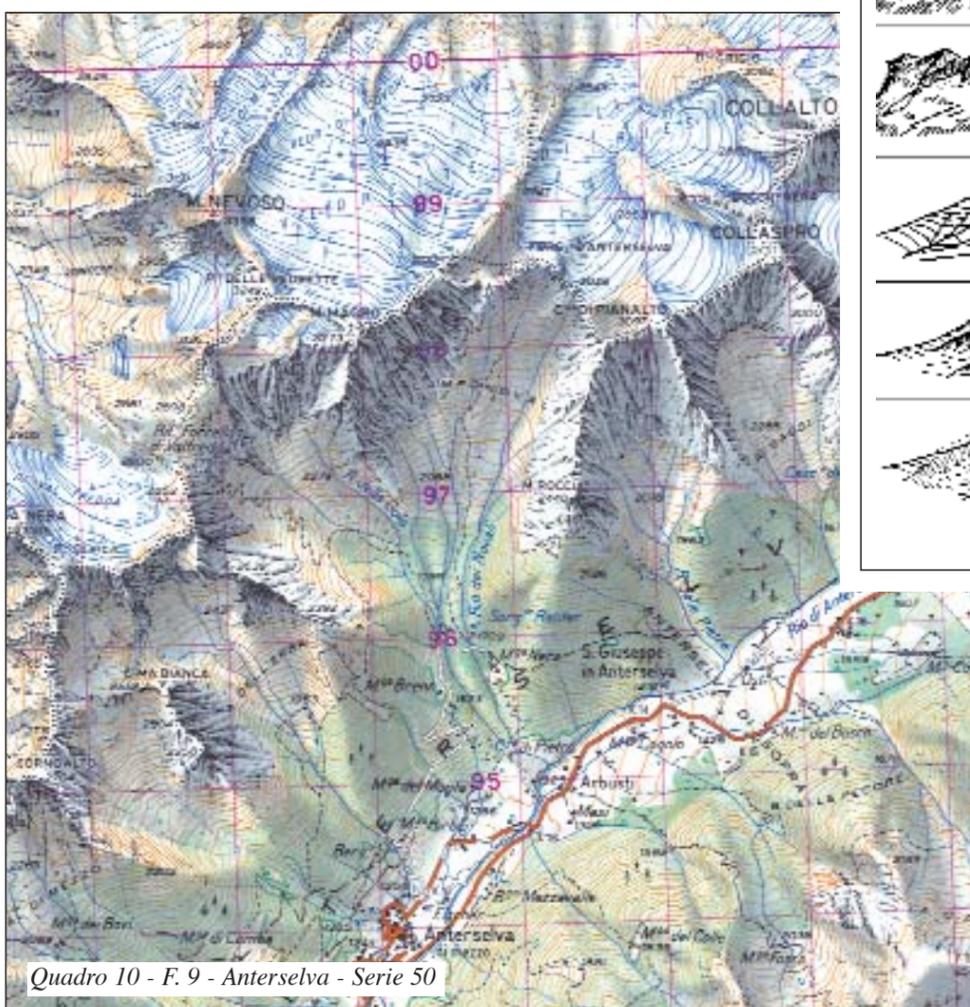
Quadro 9 - F. 378 - Scanno - Serie 50



Quadro 11 - F. 20 I S.E. - Cima Brenta - Serie 25V



Quadro 12



Quadro 10 - F. 9 - Anterselva - Serie 50

giunti o superfici di discontinuità facilita i processi di escavazione. È inoltre evidente l'importanza dell'acqua di fusione, alla base del ghiacciaio, che svolge un ruolo rilevante favorendo o rallentando i processi di abrasione ed escavazione della roccia e la rimozione del detrito.

Un «circo» (*cirque*, *kar*, *corrie*, *cwm*) è una profonda nicchia, dai fianchi ripidi, grossolanamente semicircolare, delimitata da creste dirupate. Nel caso di una forma attiva, questa è occupata da un ghiacciaio di circo (**quadro 1**; vedasi anche la tavola 37. «Ghiacciai minori»), ma può anche svilupparsi alla testata di un ghiacciaio vallivo. La sua forma è assimilabile a quella di una poltrona a brac-

cioli (**quadri** da **1** a **11**). Gli elementi distintivi di un circo sono tre: 1) una testata o corona con pareti rocciose subverticali delineate da sottili creste aguzze (visibili in tutti i quadri, ma rese con differenti soluzioni grafiche); 2) una soglia modellata in roccia che lo delimita verso valle e che può sorreggere una morena; 3) un pavimento concavo, che generalmente delinea una contropendenza e si raccorda alla testata con una netta variazione di pendenza. Soglie in roccia sono particolarmente evidenti nei **quadri 2** (a S del punto quotato 1933 presso il versante SO del monte Cornor), **3** (a S del punto quotato 2916), **6** (a SO di Palon Val Comasine) e **15** (al margine S del piano di Pedenoletto e a O della miniera di ferro).

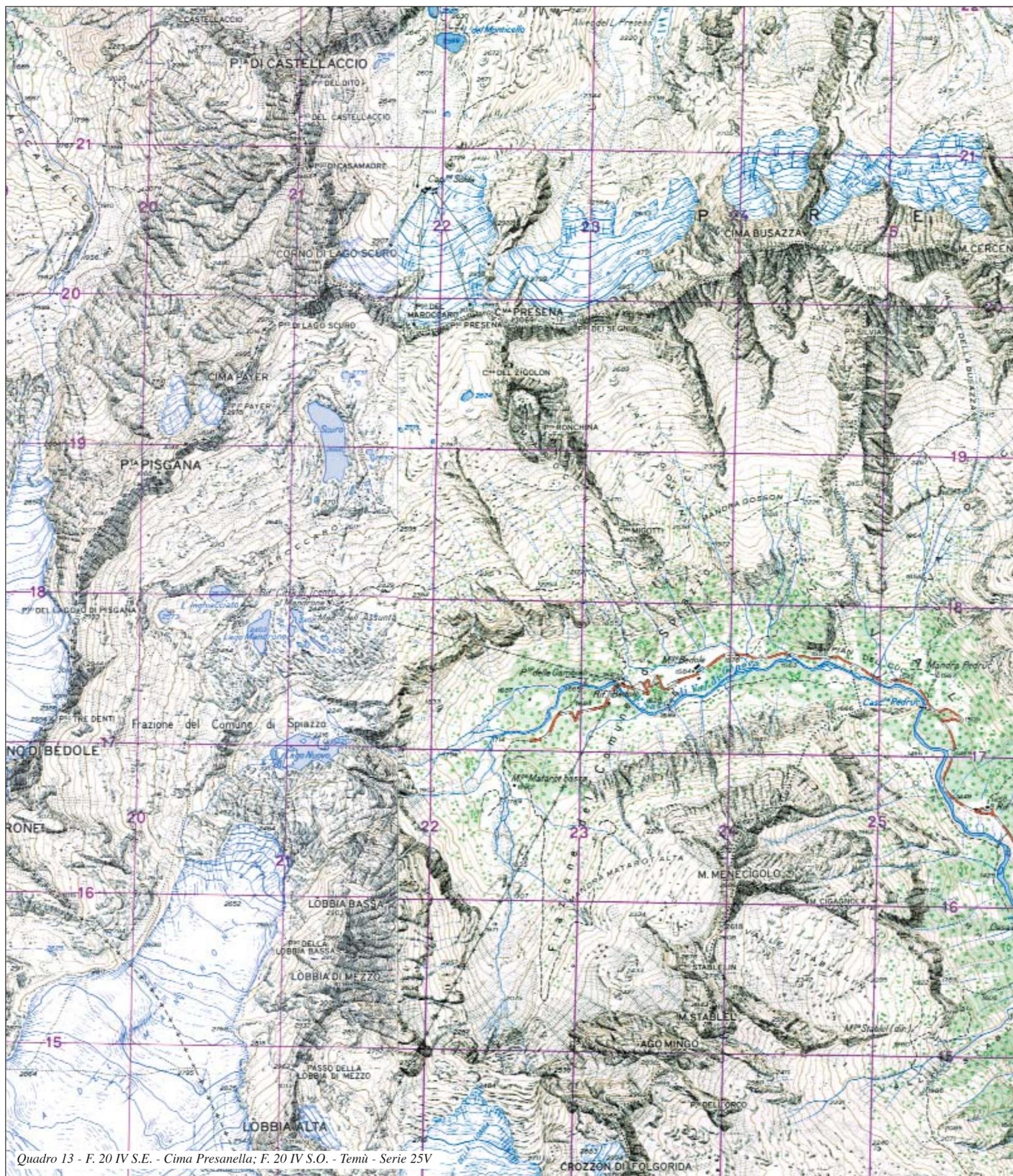
Al momento del loro sviluppo i circhi si trovano topograficamente al di sopra del limite delle nevi persistenti. Per la formazione di un circo infatti è essenziale che sui versanti siano presenti depressioni in grado di consentire l'accumulo di neve al suolo, la sua trasformazione in nevato e, successivamente, la formazione di un vero e proprio ghiacciaio. Una combinazione di processi periglaciali (ruscellamento delle acque di fusione nivale e crioclastismo al margine e alla base del ghiacciaio) determina il progressivo allargamento e approfondimento della depressione che ospita il nevato. L'eventuale incremen-

to degli accumuli di neve determina la formazione di un vero e proprio ghiacciaio che fluisce verso valle con movimento rotazionale. Ne consegue che il ghiacciaio esercita la propria azione erosiva sul fondo e sui margini, determinando un progressivo approfondimento della depressione, una netta accentuazione della concavità del profilo longitudinale e un arretramento della testata. Il crioclastismo (cicli di gelo/disgelo) e la nivazione (valanghe) agiscono al di sopra del limite superiore del ghiacciaio e verticalizzano le pareti della testata formando sottili creste aguzze (**quadro 12**).

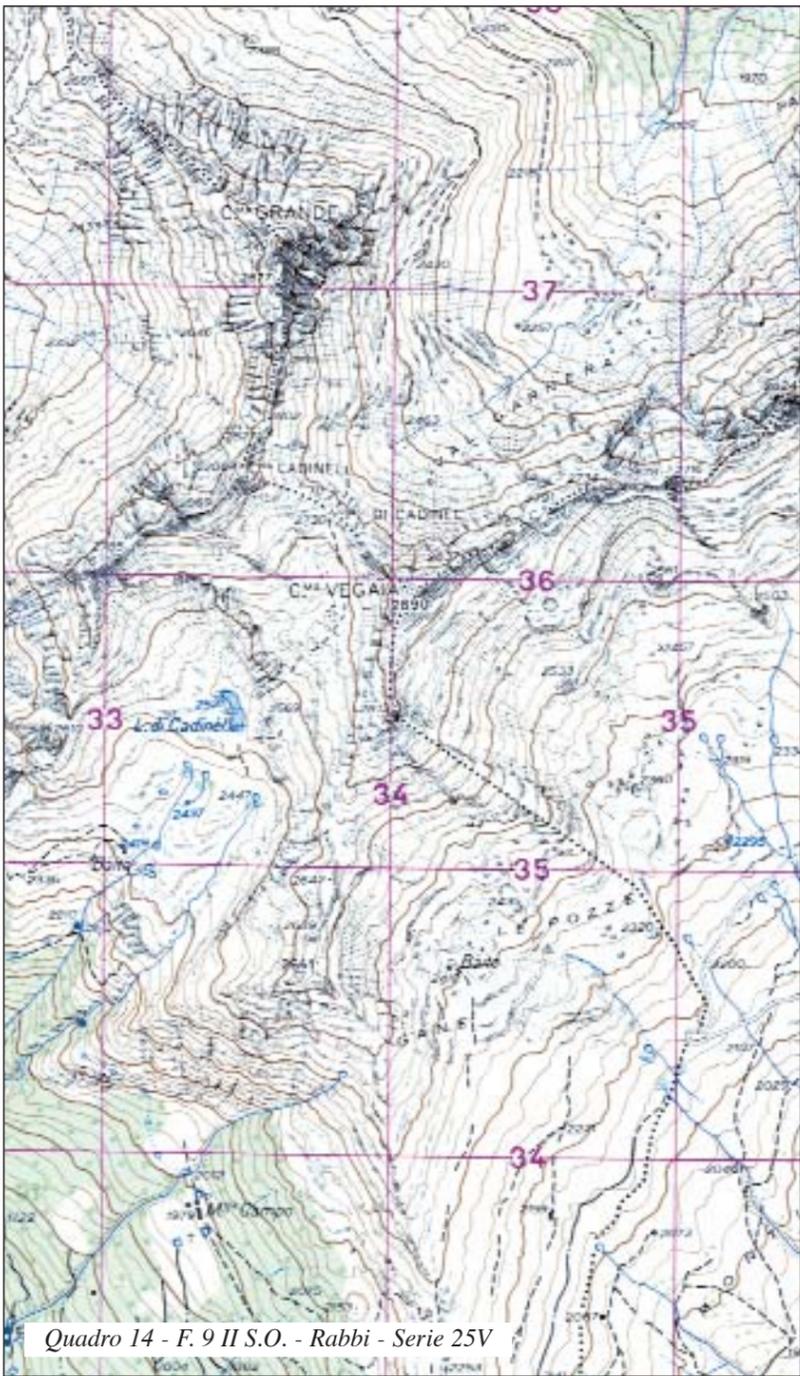
La massima azione di esarazione avviene alla base del ghiacciaio, al di sotto della linea di equilibrio. Nel dettaglio, presso la soglia di un circo (ma anche sul fondo e sui margini delle valli glaciali) si osservano superfici arrotondate, levigate e striate, protuberanze e collinette allungate con profilo a «dorso di balena» (*whaleback*). Qualora queste ultime siano abrase nel lato sopra corrente (meno inclinato) e presentino pareti ripide nel lato sotto corrente, che non è abrase ma sottoposto ad escavazione (*glacial quarrying*, per analogia con le cave di pietra), prendono il nome di «rocce montonate»

(*roches moutonnées*, così chiamate perchè ricordano le parrucche lisciate con grasso di montone). Le rocce montonate presentano una certa uniformità di orientazione degli assi maggiori, subparallela alla direzione di flusso del ghiacciaio. Normalmente non si tratta di forme di dimensioni sufficienti per essere individualmente rappresentate nella cartografia a media scala; l'estensione delle aree sottoposte ad esarazione è però tale che, in alcune carte particolarmente curate, si possono riconoscere chiaramente campi di rocce montonate (**quadro 2** a N di monte Castelat e di Cimon del Cavallo; **quadro 13**, tra la fronte del ghiacciaio Mandrone e il lago Nuovo e nella conca a sud del rifugio Città di Trento).

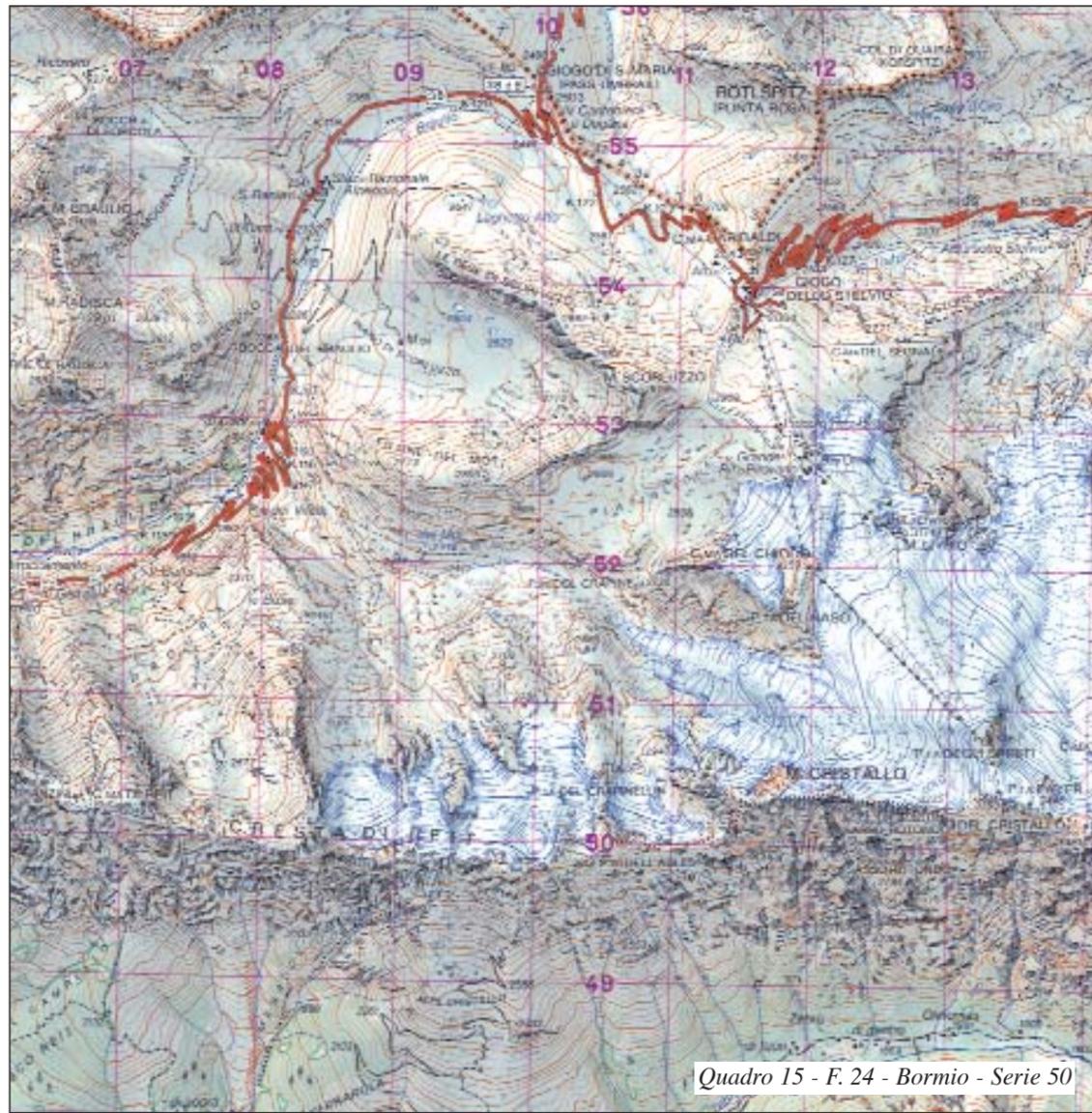
Nel caso di circhi inattivi o relitti, evidenze di passate glaciazioni, coni e falde di detrito fasciano la base delle pareti della testata e occupano il pavimento (si notino le aree puntinate entro i circhi dei **quadri 2, 3, 5, 7 e 11**). Inoltre, nella zona depressa del circo, può albergare un «lago di circo» (**quadri 4 e 14**; vedasi anche la tavola 43. «Laghi glaciali»), possono trovarsi morene e depositi glaciali (tavola n. 40 «Forme di accumulo glaciale»), o svi-



Quadro 13 - F. 20 IV S.E. - Cima Presanella; F. 20 IV S.O. - Temù - Serie 25V



Quadro 14 - F. 9 II S.O. - Rabbi - Serie 25V



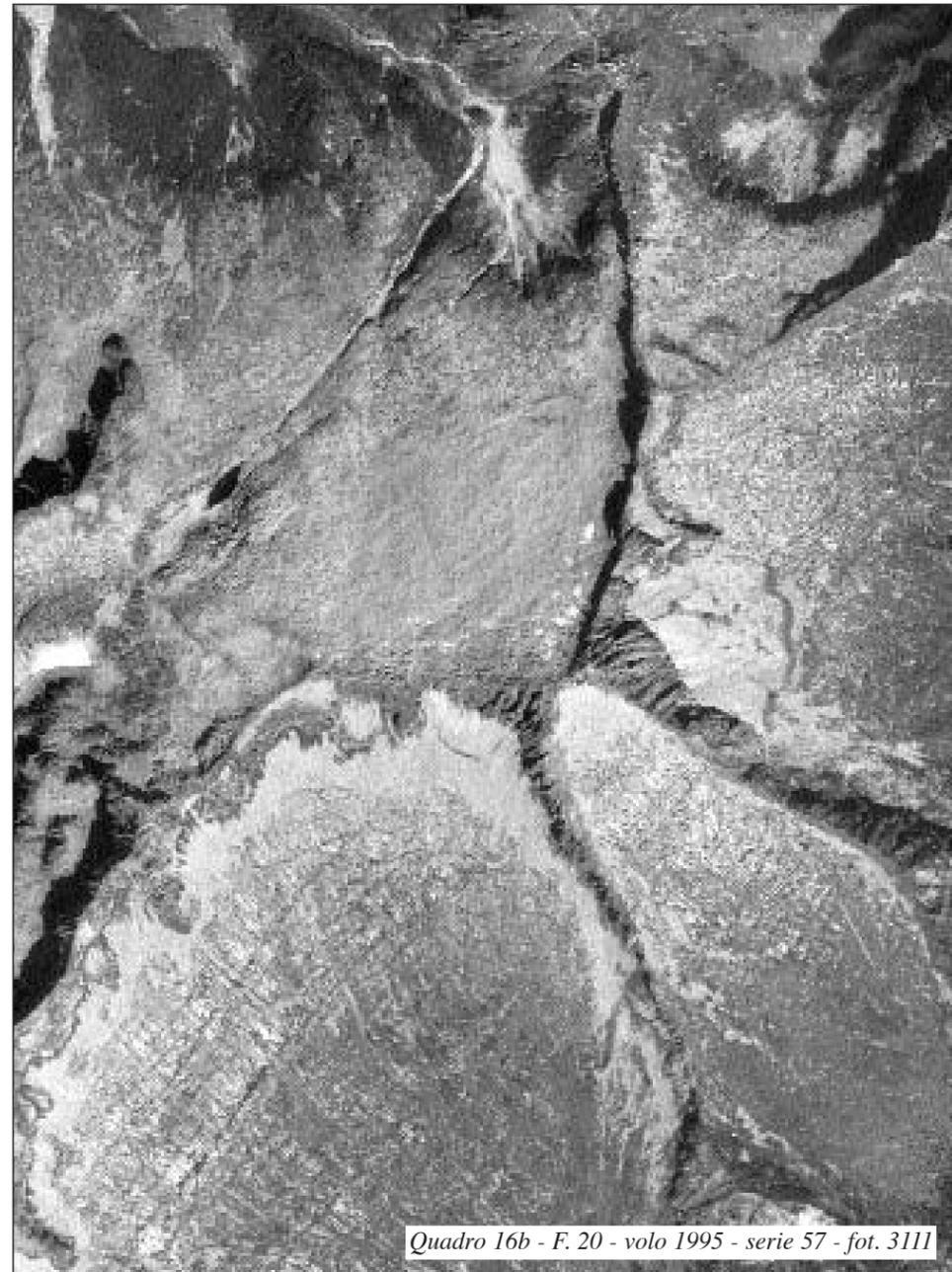
Quadro 15 - F. 24 - Bormio - Serie 50

lupparsi *rock glacier* (tavola 45. «*Rock Glacier* e altre forme periglaciali»). Escludendo i circhi occupati da ghiacciai nei **quadri 1, 3, 10, 13, 15, 16 e 19**, i circhi mostrati nella presente tavola sono forme relitte evolute nel Pleistocene superiore. Due esempi (**quadri 8 e 9**) sono appenninici, gli altri sono alpini o prealpini.

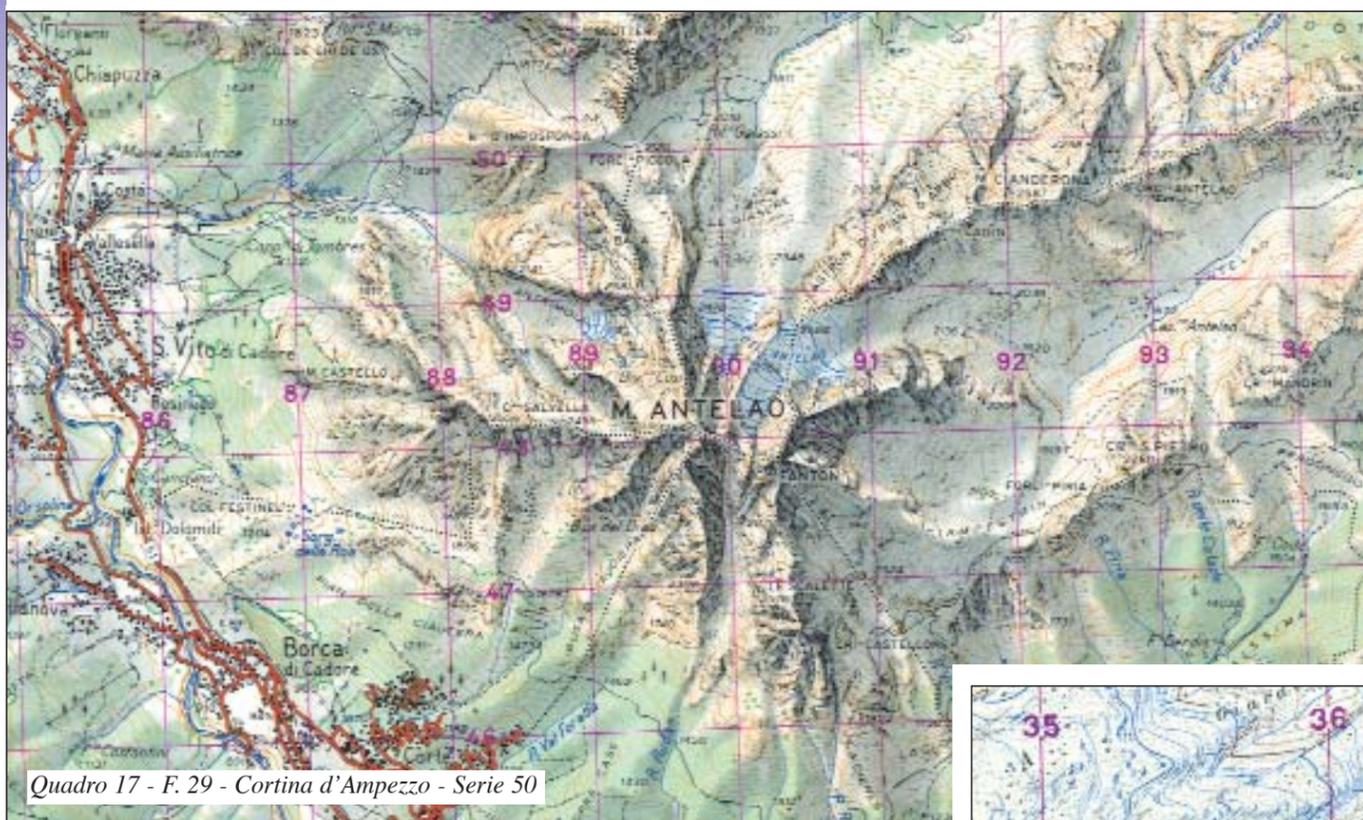
In funzione del livello di glacializzazione di una catena montuosa, i circhi possono svilupparsi isolatamente o in gruppi, dando eventualmente origine a circhi coalescenti. Alla testata delle valli si sviluppano comunemente forme molto allungate (circhi di valle, *cirques en vallée*) o disposte a gradinata (circhi in gradinata). Oltre ai begli esempi di circhi di valle e a gradinata rappresentati nei **quadri 7 e 19**, si notino i circhi allungati della Vallazza e di valle del Cadin nella porzione NO del **quadro 2** e



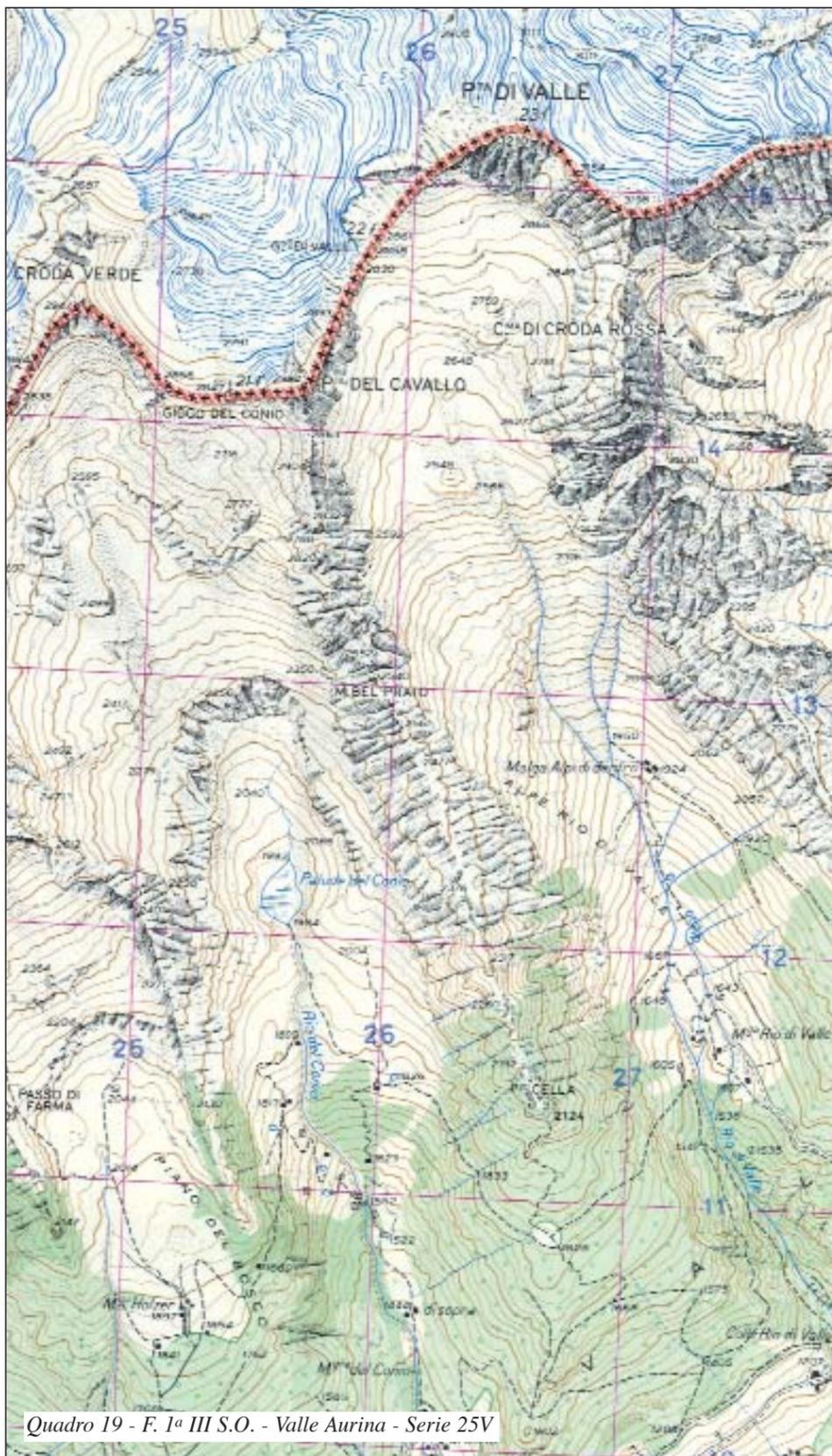
Quadro 16a - F. 20 III S.O. - Monte Re di Castello - Serie 25V



Quadro 16b - F. 20 - volo 1995 - serie 57 - fot. 3111



Quadro 17 - F. 29 - Cortina d'Ampezzo - Serie 50



Quadro 19 - F. 1ª III S.O. - Valle Aurina - Serie 25V



Quadro 18 - F. 27 II N.E. - Monte Bianco - Serie 25V

la val Gelada nel **quadro 11** (dove sono riportati anche esempi di circhi a gradinata originati per erosione selettiva di bancate dolomitiche a debole inclinazione).

Per quanto concerne l'orientazione, si può notare che la maggior parte dei circhi è rivolta a N nel nostro emisfero (**quadri 4, 6 e 8**), ma sono ben documentati anche circhi disposti a raggiera alla sommità di massicci montuosi isolati (**quadri 2 e 18**). Tre o più circhi diversamente orientati danno origine a forme pseudopiramidali dette *horn* come il Cervino. Esempi di cime piramidali sono il Cimon del Cavallo nel **quadro 2**, cima Forzellina nel **quadro 6**, le Lobbie e il monte Menecigolo nel **quadro 13**, cima Grande e cima Vegaia nel **quadro 14**, monte Re di Castello nel **quadro 16**, ma con un'attenta osservazione si evi-

denziano molte altre cime in molti quadri della tavola.

Lo sviluppo di circhi su fianchi opposti genera creste a lama di coltello (*arêtes*), seghettate e con pinnacoli aguzzi (**quadri 13, 14, 16, 17, 18 e 19**). Le creste ed i picchi più elevati (*nunatack*) emergono dalla coltre glaciale anche durante le fasi pleistoceniche di massima espansione. Il limite dell'erosione glaciale è definito *trimline* ed è individuabile dove si osservano le terminazioni delle creste aguzze: al di sopra della *trimline* si sviluppano i pinnacoli e al di sotto si trovano rocce levigate, striate ed eventualmente montonate.

Se l'arretramento della testata di due circhi opposti porta al completo smantellamento della cresta che li separa, si crea sul crinale una zona a dolce curvatura, nota come passo o sella (col), tipica di molti odierni passi alpini.

I circhi vengono studiati anche mediante metodologie di ricerca quantitative. Sulla base di alcuni parametri (altezza delle pareti, loro inclinazione, massima estensione, ecc.) e dei loro rapporti, si ottengono indici che risultano significativi sia per una classificazione tassonomica del morfotipo, sia per l'individuazione del tipo di ghiacciaio che l'ha generato.

BIBLIOGRAFIA

BENN D. I., EVANS D. J., *Glaciers and glaciation*, Londra, Arnold, 1998.
 EVANS I. S., COX N. J., "The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria", *Zeitschrift für Geomorphologie. N. E.*, 39 (2), 1995, pp. 175-202.
 GARCÍA-RUIZ J. M., GÓMEZ-VILLAR A., ORTIGOSA L., MARTI-BONO C., "Morphometry of Glacial Cirques in the central Spanish Pyrenees", *Geografiska Annaler*, 82 A, 2000, pp. 433-442.

GORDON J. E., "Morphometry of Cirques in the Kintail-Affric-Cannich area of Northwest Scotland", *Geografiska Annaler*, 59 A, 1977, pp. 177-194.

SUGDEN D. E., JOHN B. S., *Glaciers and Landscape*, Londra, Arnold, 1976.

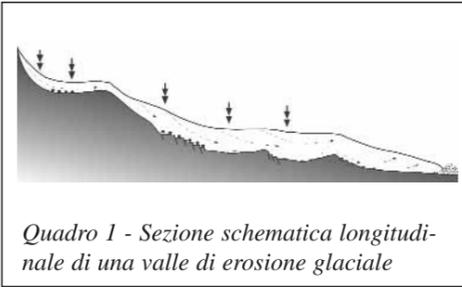
TRICART J., CAILLEUX A., *Traité de géomorphologie. Introduction à la géomorphologie climatique*, Vol. 1, Paris, Sedes, 1965.

39. Valli glaciali

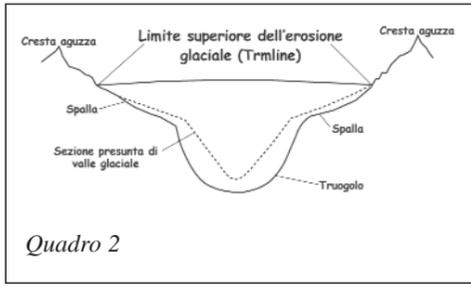
CARLO BARONI

Università degli Studi di Pisa

Le valli glaciali o «truogoli» sono forme spettacolari dell'azione erosiva esercitata dai ghiacciai (**quadri 1 e 2**). Sono scolpite da corpi glaciali canalizzati che disegnano un reticolo di valli confluenti, alimentato da ampie aree di accumulo che coprono le porzioni più elevate dei rilievi montuosi. Probabilmente nessuna valle glaciale è il prodotto dell'azione primaria ed esclusiva dei ghiacciai. Questi ultimi, infatti, si impostano generalmente su un reticolo di valli fluviali preesistenti, come indicato nello schema del **quadro 3a**. Gran parte delle valli alpine è costituita da truogoli scolpiti nel corso delle glaciazioni pleistoceniche. Tanto più ampio era il bacino di



Quadro 1 - Sezione schematica longitudinale di una valle di erosione glaciale

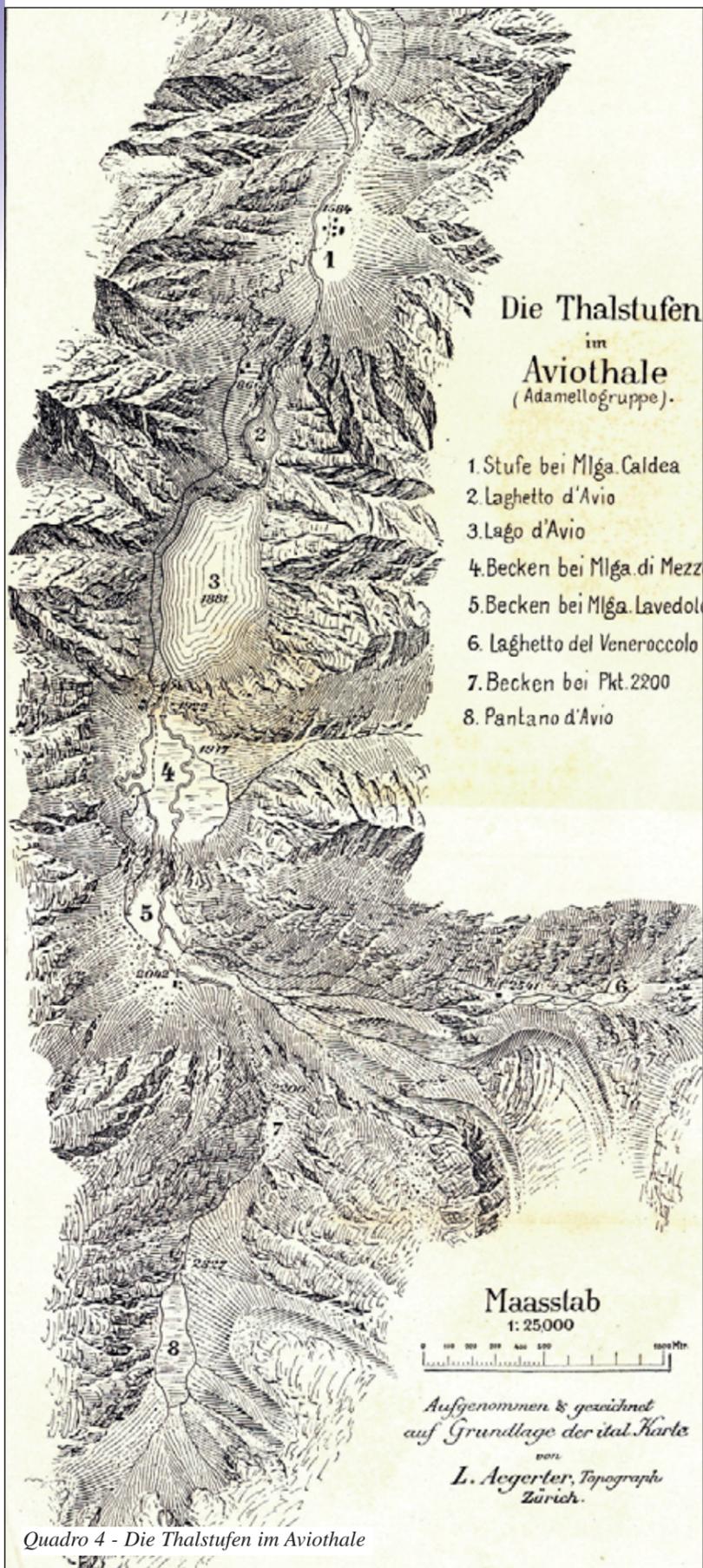


Quadro 2

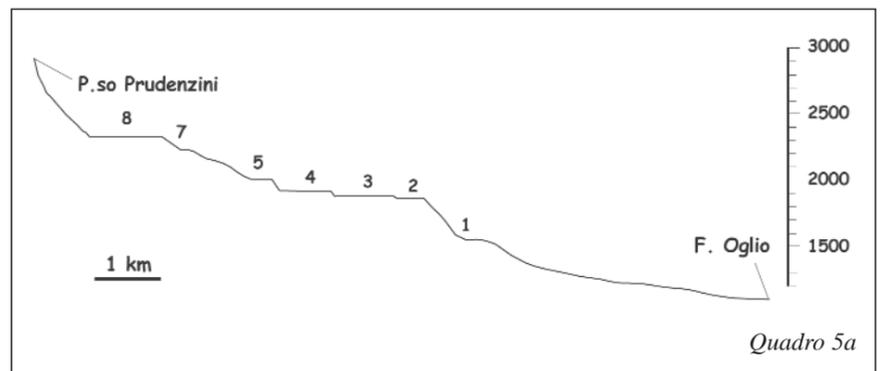
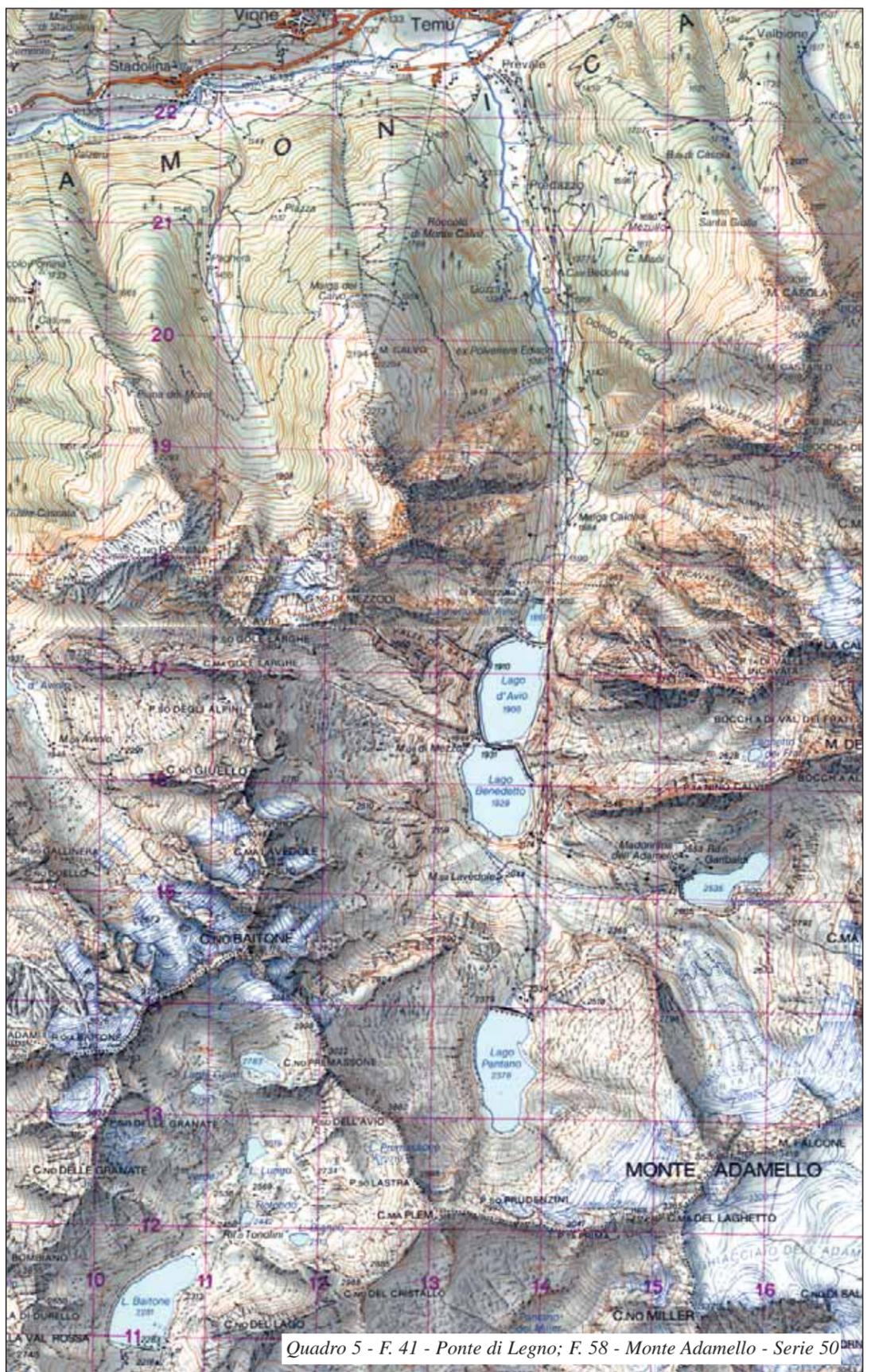


Quadro 3 - F. 27 - Monte Bianco; F. 28 - Aosta - Serie 100V

Quadro 3a



Quadro 4 - Die Thalstufen im Aviothale

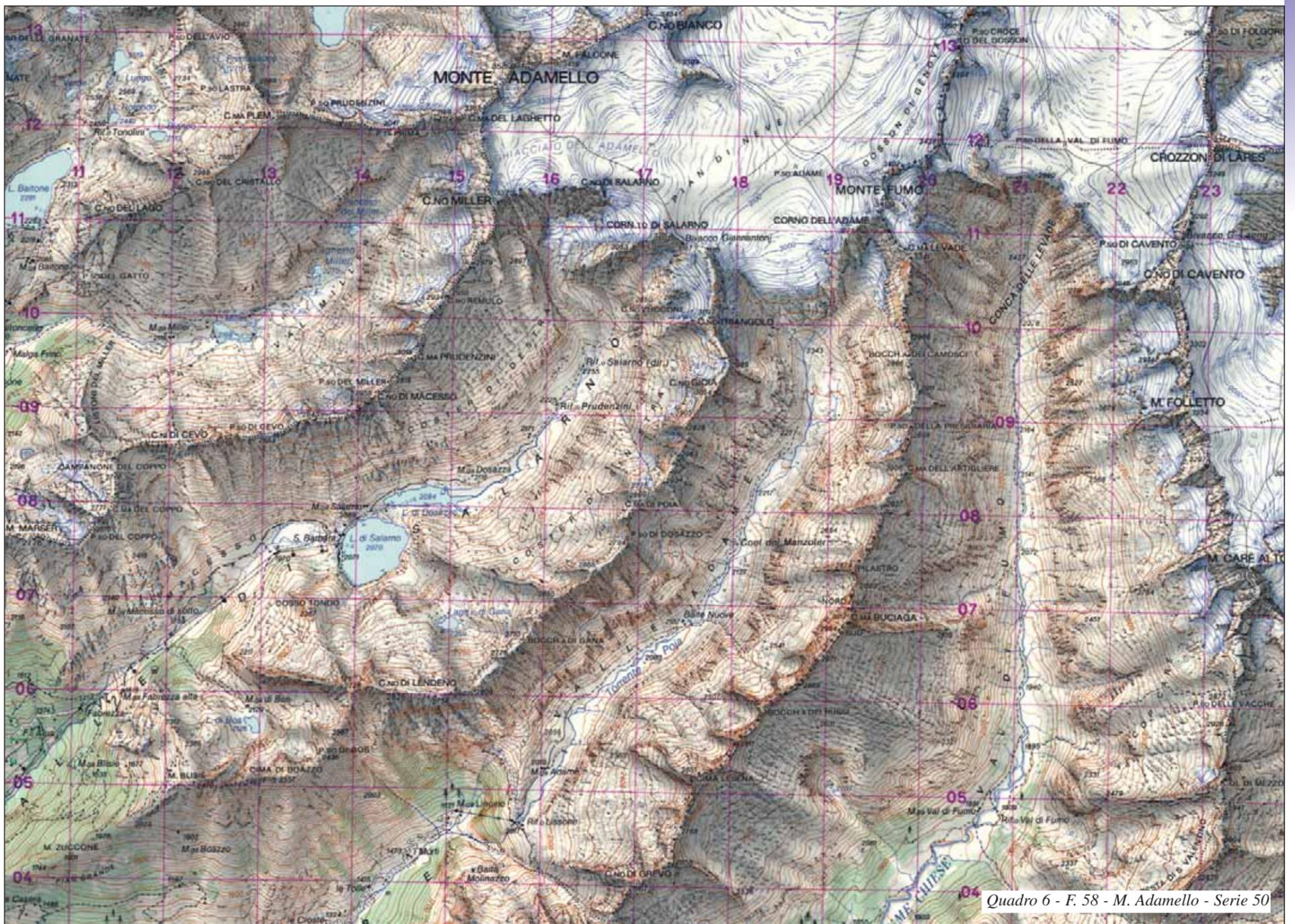


accumulo dei ghiacciai pleistocenici, quanto più profonde ed estese erano le valli glaciali che lo drenavano. I ghiacciai temperati, che hanno una temperatura prossima al punto di fusione (soprattutto alla base, dove massima è la pressione esercitata dal ghiaccio soprastante), hanno elevata capacità erosiva, favorita dalla circolazione d'acqua al contatto tra ghiaccio e roccia. Il substrato roccioso è levigato, striato ed arrotondato, localmente con ampie superfici modellate in rocce montonate, eventualmente emergenti dai depositi glaciali di fondo. Le acque subglaciali erodono il substrato creando localmente forre subglaciali e forme minori quali le marmitte dei giganti, e le *P-forms* (canali ed altre forme di erosione su pareti acclivi prevalentemente incise in rocce magmatiche e metamorfiche). L'erosione subglaciale è favorita dalla presenza di substrati impermeabili e rocce poco resistenti e/o fratturate.

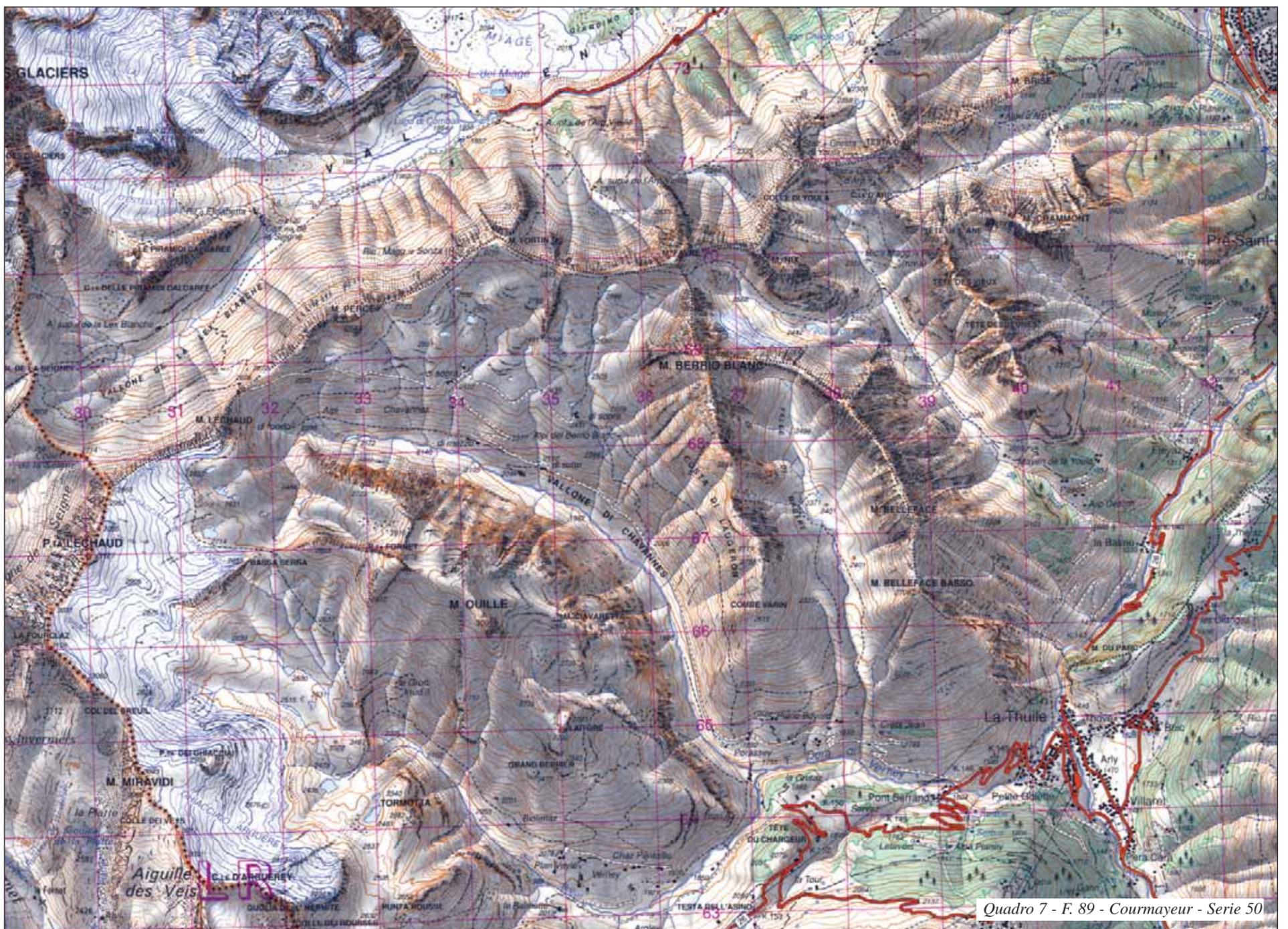
Nel **quadro 3** è riportato un esempio emblematico di valle glaciale alpina, la testata della val d'Aosta, con la caratteristica biforcazione nelle opposte e spettacolari val Veny e val Ferret, che sembrano abbracciare le pendici del massiccio del monte Bianco. Ancor oggi raggiunte da alcuni tra i principali ghiacciai vallivi delle Alpi italiane, durante le fasi di massima espansione glaciale le valli Veny e Ferret drenavano ghiacciai alimentati da bacini di accumulo tra i più elevati delle Alpi.

Il profilo longitudinale di una valle glaciale è caratterizzato da gradini o soglie (*riegel*) e da depressioni, che localmente si presentano come delle vere e proprie conche di sovraescavazione dove albergano laghi in successione (laghi a Rosario o *Paternoster lakes*). Associati a queste irregolarità del profilo, si osservano restringimenti ed allargamenti dei truogoli. Diverse sono le cause che regolano la genesi e l'evoluzione di soglie e baci-

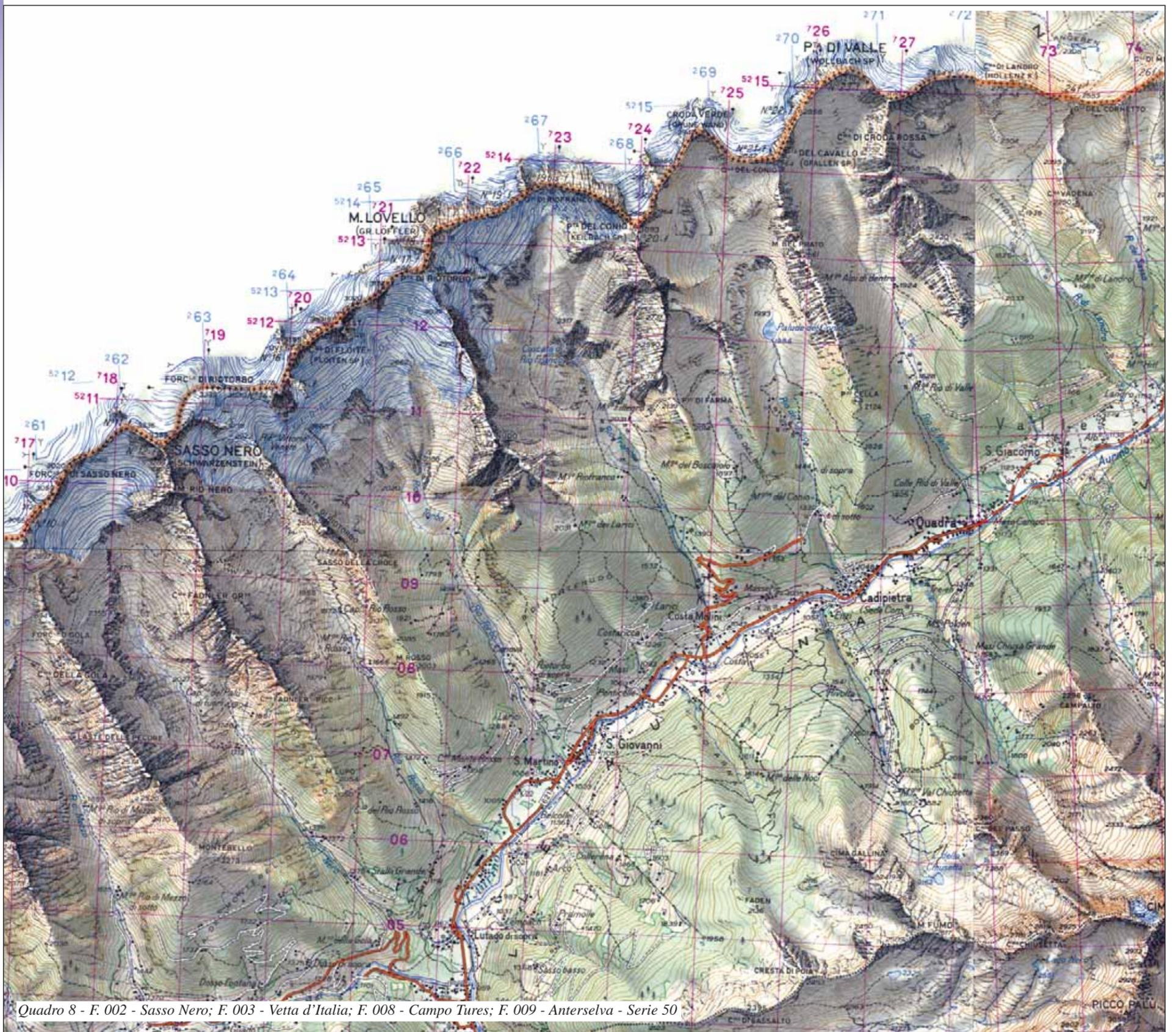
ni. Le condizioni topografiche locali possono determinare un ispessimento del ghiacciaio principale, ad esempio in prossimità della confluenza di valli tributarie. L'aumento dello spessore del ghiacciaio a valle della confluenza ne incrementa l'efficacia erosiva e porta alla formazione di conche di sovraescavazione. In prossimità della confluenza, verso monte, si viene a creare un gradino di confluenza. In alcuni casi, i gradini si trovano anche in prossimità di restringimenti della valle. Per spiegare le irregolarità del profilo longitudinale di una valle glaciale si invoca anche l'erosione differenziale: la presenza di rocce di diversa natura ed erodibilità, oppure la fratturazione, favorirebbero localmente l'asportazione dei materiali più erodibili e la formazione di depressioni. Nei **quadri 4** e **5** viene riportato un tipico esempio di valle glaciale alpina, la valle dell'Avio, una valle secondaria della val Camonica, nelle Alpi Centrali. La fisionomia morfologica attuale, anche se non esclusivamente dovuta all'azione glaciale, mostra ancora evidentissima, specie nella porzione sommitale, l'impronta del glacialismo passato. Il motivo paesaggistico che caratterizza la valle è una serie di gradini o soglie alternati a conche di sovraescavazione, che conferiscono alla



Quadro 6 - F. 58 - M. Adamello - Serie 50



Quadro 7 - F. 89 - Courmayeur - Serie 50



Quadro 8 - F. 002 - Sasso Nero; F. 003 - Vetta d'Italia; F. 008 - Campo Tures; F. 009 - Anterselva - Serie 50

valle un tipico aspetto a gradinata, suggestivamente descritto da Salomon (1900): «come perle in una collana si susseguono sui pendii, a diversi livelli, una fila di bacini in roccia, alcuni dei quali già riempiti da coltri alluvionali, altri che invece sono occupati da laghi». I gradini di valle, localmente posti in corrispondenza di creste o dossi allungati, sono regolati da vistose fratture che tagliano trasversalmente la valle (in particolare in prossimità delle dighe dei laghi Benedetto e d'Avio). I **quadri 4 e 5** mettono a confronto, anche se a diversa scala, l'aspetto della valle originaria (**quadro 4**) e la situazione attuale, caratterizzata da una serie di bacini artificiali utilizzati per scopi idroelettrici. Un chiaro esempio di conca di sovraescavazione si osserva anche nel quadro 13 della tavola n. 38 «Circhi glaciali», presso la fronte del Ghiacciaio Mandrone, occupata dal L. Nuovo, liberata dal ritiro della fronte glaciale sin dagli anni '60 dello scorso secolo.

L'azione erosiva dei ghiacciai vallivi si esplica anche nel modellamento del profilo trasversale, mediante un allargamento dei fianchi ed un approfondimento del fondo: si genera un caratteristico profilo ad «U», scolpito direttamente nel substrato roccioso. L'andamento del profilo trasversale è assimilabile ad una parabola dalla formula $y = ax^b$, dove y corrisponde alla profondità della valle, x alla metà della larghezza, a è il coefficiente della curva e b è l'esponente (ca 2). La sezione a parabola dei truogoli è quella che esercita il minimo attrito nei confronti del flusso glaciale. Il profilo parabolico delle valli si apprezza con chiarezza nei **quadri 6, 7, 8 e 10**. Preme sottolineare che le rocce nelle quali sono scolpiti i truogoli rappresentati nei vari quadri sono dissimili (tonaliti nel **quadro 4**, scisti carbonatici nel **quadro 7**, calcescisti, calcari, dolomie e gessi nel **quadro 8**, ortogneiss e migmatiti nel **quadro 10**). Si noti inoltre che quasi tutti i fondovalle sono occupati da coni di deiezione e vere e proprie coltri alluvionali (in particolare nel **quadro 8** si notano i depositi alluvionali del torrente Aurino e nel **quadro 10** si osserva il cono di deiezione allo sbocco della val

Codera). Per la definizione, nel dettaglio, del profilo parabolico delle valli glaciali originarie vanno pertanto considerati i tratti scolpiti in roccia viva, un poco al di sopra del fondovalle, anche se, considerata la scala di rappresentazione, il profilo trasversale attuale è prossimo a quello originario.

In alcune vallate alpine sono presenti rotture di pendenza lungo i fianchi vallivi che definiscono superfici debolmente inclinate allungate parallelamente all'asse vallivo. Queste superfici sono definite «spalle» (*costér* nel massiccio dell'Adamello, **quadro 6** v. anche tavola n. 38 «Circhi glaciali», quadro 13, a N del monte Menecigolo). L'azione di erosione si sviluppa linearmente lungo l'asse vallivo, dove la velocità di movimento e lo spessore del ghiacciaio sono massimi e quindi più vivace la capacità erosiva. In questo modo si svilupperebbero un truogolo centrale più approfondito e due spalle laterali a minor acclività che si raccordano alle creste aguzze. Come ipotesi alternative, le spalle documenterebbero lembi relitti di valli fluviali preesistenti, oppure sarebbero originate da ghiacciai di minori dimensioni che avrebbero inciso i fondovalle durante le fasi di ritiro tardiglaciali. Nel **quadro 6** sono rappresentate le valli meridionali del massiccio dell'Adamello: ogni valle mostra due spalle (*costér*) sia in destra sia in sinistra idrografica, simmetricamente disposte parallelamente all'asse vallivo. Si notino anche gli alti gradini di valle, in particolare a O di malga Miller e a valle del lago di Salerno, nonché ai piedi del rifugio Lissone.

Il maggiore approfondimento della valle principale rispetto alle valli tributarie genera valli sospese e speroni troncati (**quadro 3a**). Nelle aree oggi deglacciate, le valli sospese relitte sono solcate da spettacolari cascate o profonde forre incise dai torrenti postglaciali. Evidenti valli sospese sono raffigurate nei **quadri 7** (si notino in particolare quelle a NO di La Thuile) e **8** (tutte le valli che confluiscono nella valle Aurina). Gli speroni troncati derivano dall'erosione lineare esercitata dal ghiacciaio principale nei confronti dei crinali che dividono le valli secondarie. Ne derivano forme sub-

40. Forme di accumulo glaciale

ALBERTO CARTON

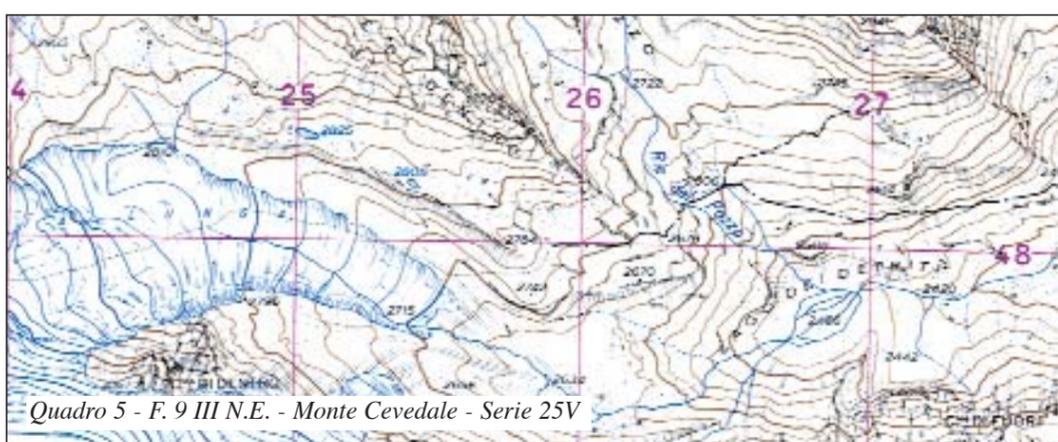
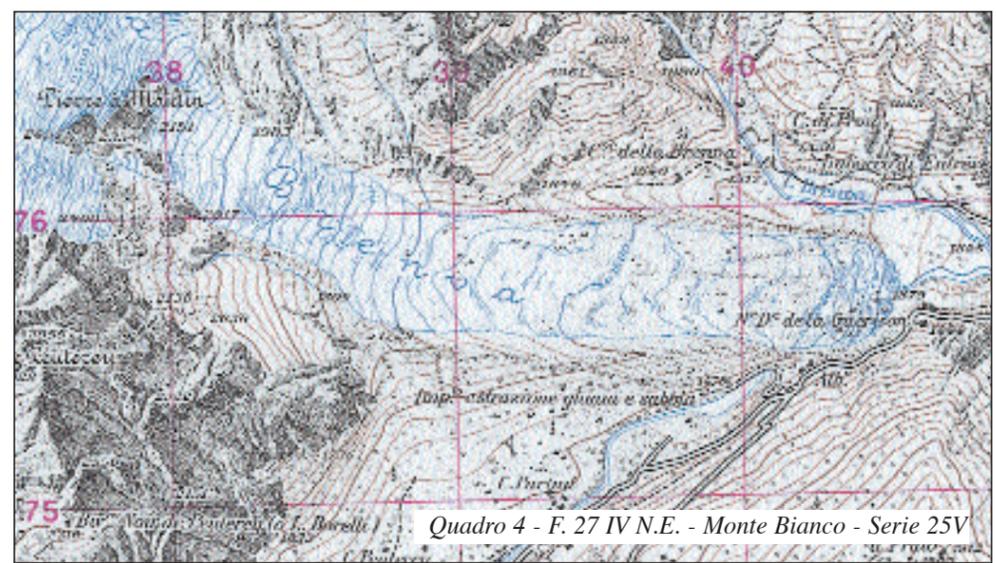
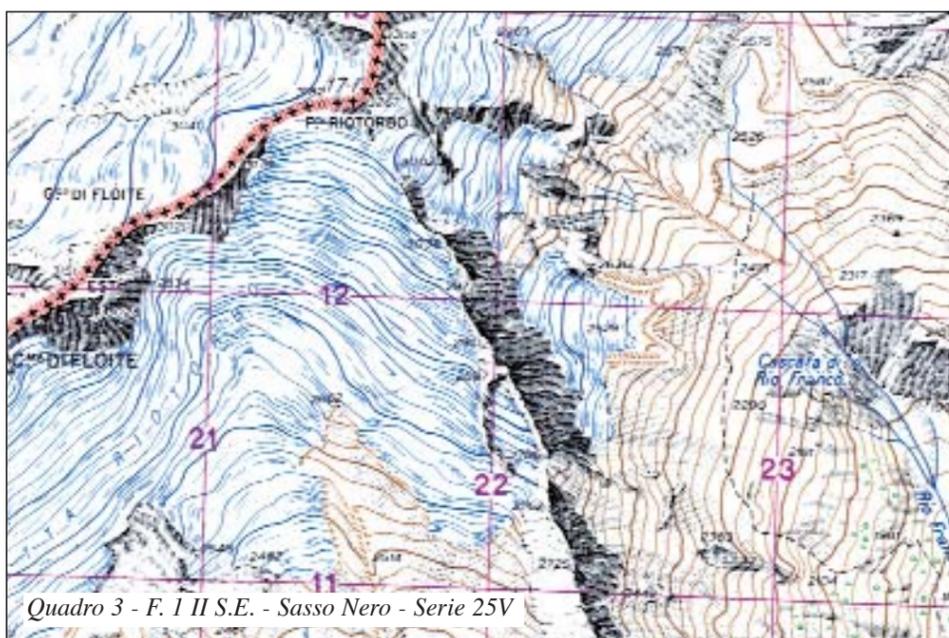
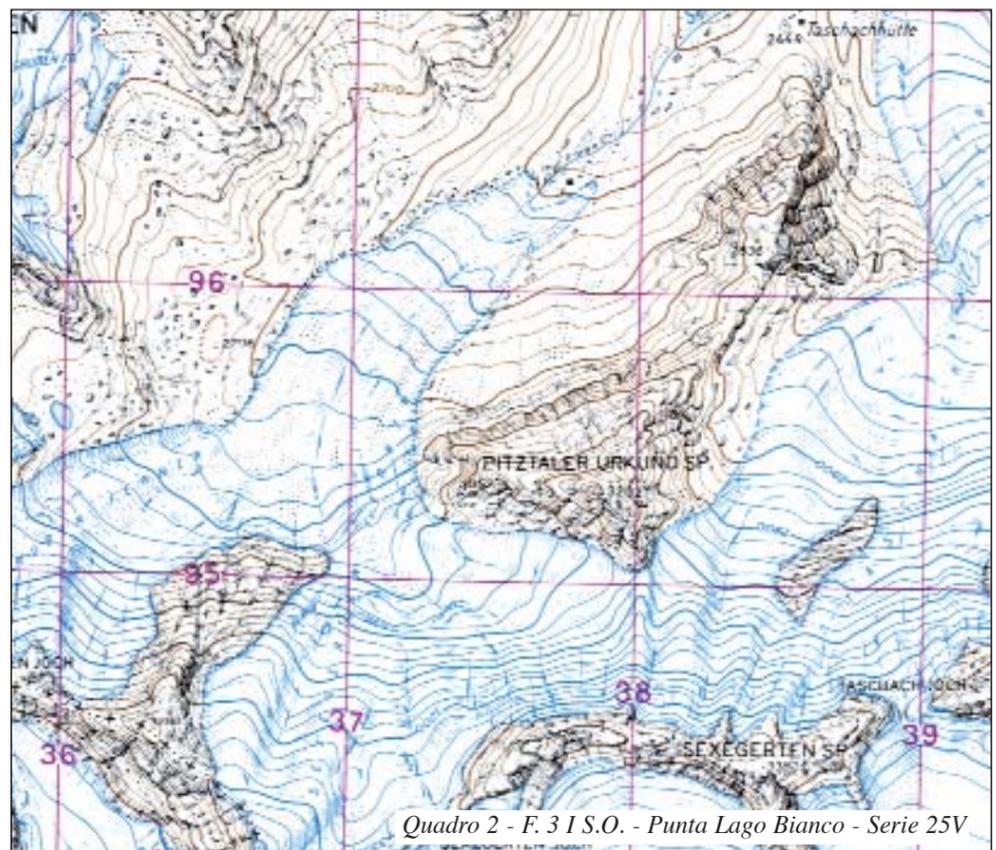
Università degli Studi di Pavia

Un sedimento trasportato e successivamente deposto da un ghiacciaio prende il nome di deposito glaciale (*till* nella letteratura anglosassone; deposito morenico nell'uso corrente). Un sedimento di questo tipo è di solito scarsamente selezionato, raramente laminato, e mostra in generale una percentuale variabile di argilla e limo, una prevalenza di sabbia da grossolana a molto grossolana ed un significativo contenuto in ciottoli e blocchi. Questa composizione granulometrica varia sensibilmente a seconda dei meccanismi con cui i depositi glaciali sono stati messi in posto e della posizione in cui vengono abbandonati dal ghiacciaio (basale, laterale, frontale, sopragliaciale). I detriti che li costituiscono provengono dal letto del ghiacciaio, o cadono dalle pareti circostanti per processi di tipo gravitativo legati alla dinamica dei versanti.

La forma di accumulo glaciale più nota e di più facile individuazione sulle carte topografiche è l'«argine morenico», detto anche «morena», «cordone» o «vallo morenico». Si distingue dalle altre tipologie perché assume forma pro-

nunciata ed allungata rispetto alla morfologia circostante, disponendosi lungo quello che è od è stato il margine glaciale. Le altre forme di accumulo sono dotate di un'evidenza morfologica decisamente inferiore; tuttavia possono a volte essere individuate sulle carte topografiche a fronte di un particolare uso della grafica.

Le forme di accumulo caratterizzano tutte quelle aree che in passato o attualmente sono state o sono glacializzate e più specificatamente gli sbocchi delle principali valli alpine e le vallate stesse fino alle testate. Nei primi settori, noti come «settori di anfiteatro», dove normalmente sono presenti i depositi delle glaciazioni più antiche, le forme di accumulo glaciale sono in genere ancora ben conservate e visibili nel loro insieme (cfr. tavola 41. «Anfiteatri morenici»), in quanto sottoposte ad una minima attività erosiva in virtù del fatto che si trovano sedimentate su substrati pressoché piani. Lungo le vallate, l'evidenza morfologica dei depositi glaciali è invece assai più



ridotta per la minor estensione degli stessi, ma soprattutto per l'attività dei processi di versante che smantella e/o ricopre con altri depositi le tracce di margine glaciale. In alta montagna invece le forme di accumulo glaciale riprendono evidenza, perché cronologicamente più vicine agli episodi di dinamica glaciale che le hanno deposte; si tratta in questo ultimo caso di forme fresche o scarsamente erose.

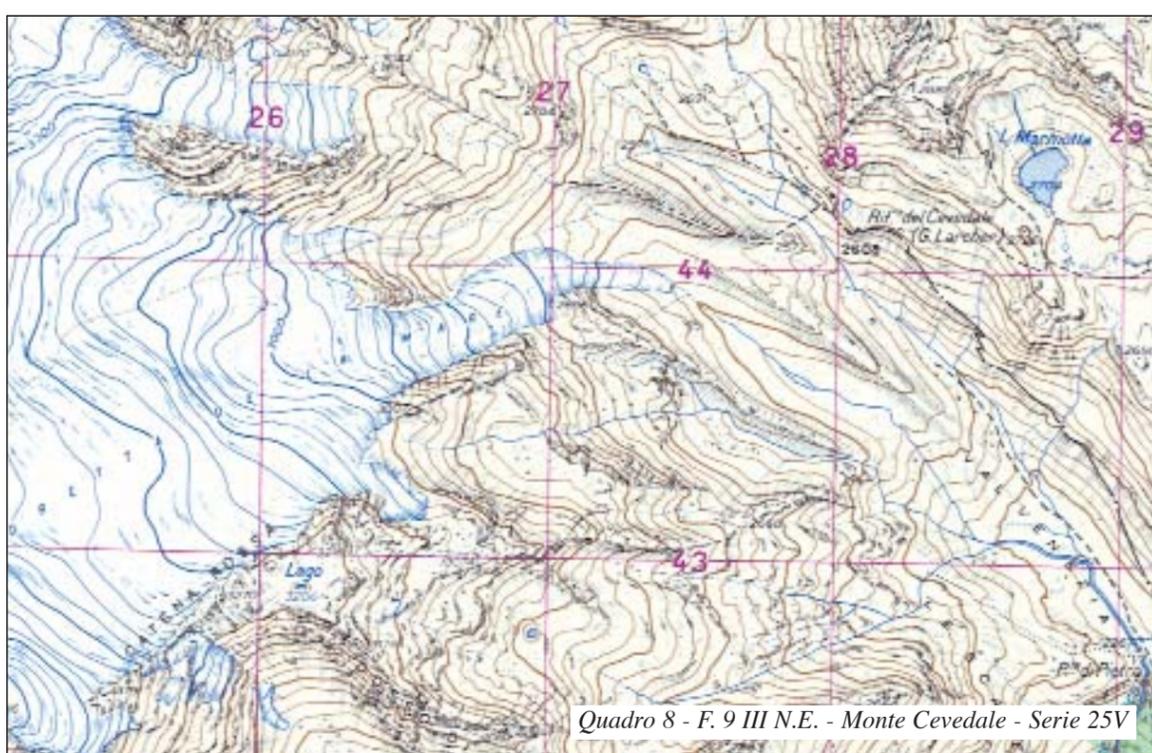
L'argine morenico viene rappresentato con diverse soluzioni, che vedono l'impiego delle curve di livello o di particolari grafi (trattini, puntini, massi) usati congiuntamente o separatamente tra loro. L'impiego delle isoipse permette di evidenziare esclusivamente morene che assumono dislivelli superiori all'equidistanza della carta, mentre gli altri simboli sono in grado di sottolineare la presenza di valli anche di modeste dimensioni. Negli studi di glaciologia e di geologia



Quadro 6 - F. 27 IV N.E. - Monte Bianco - Serie 25V - 1929



Quadro 7 - F. 8 II S.O. - Val Grosina - Serie 25V



Quadro 8 - F. 9 III N.E. - Monte Cevedale - Serie 25V

glaciale l'argine morenico assume un ruolo di primaria importanza in quanto, di regola, indica che il ghiacciaio ha sostato abbastanza a lungo in quella posizione o che è arrivato in quella posizione in seguito ad un'avanzata seguita da una fase di ritiro. Dato che la variazione frontale di un ghiacciaio è l'espressione di una determinata condizione climatica, individuare su una carta topografica, di levata nota, un vallo morenico a contatto con la propria lingua glaciale, significa dare un'attribuzione cronologica ad un evento climatico.

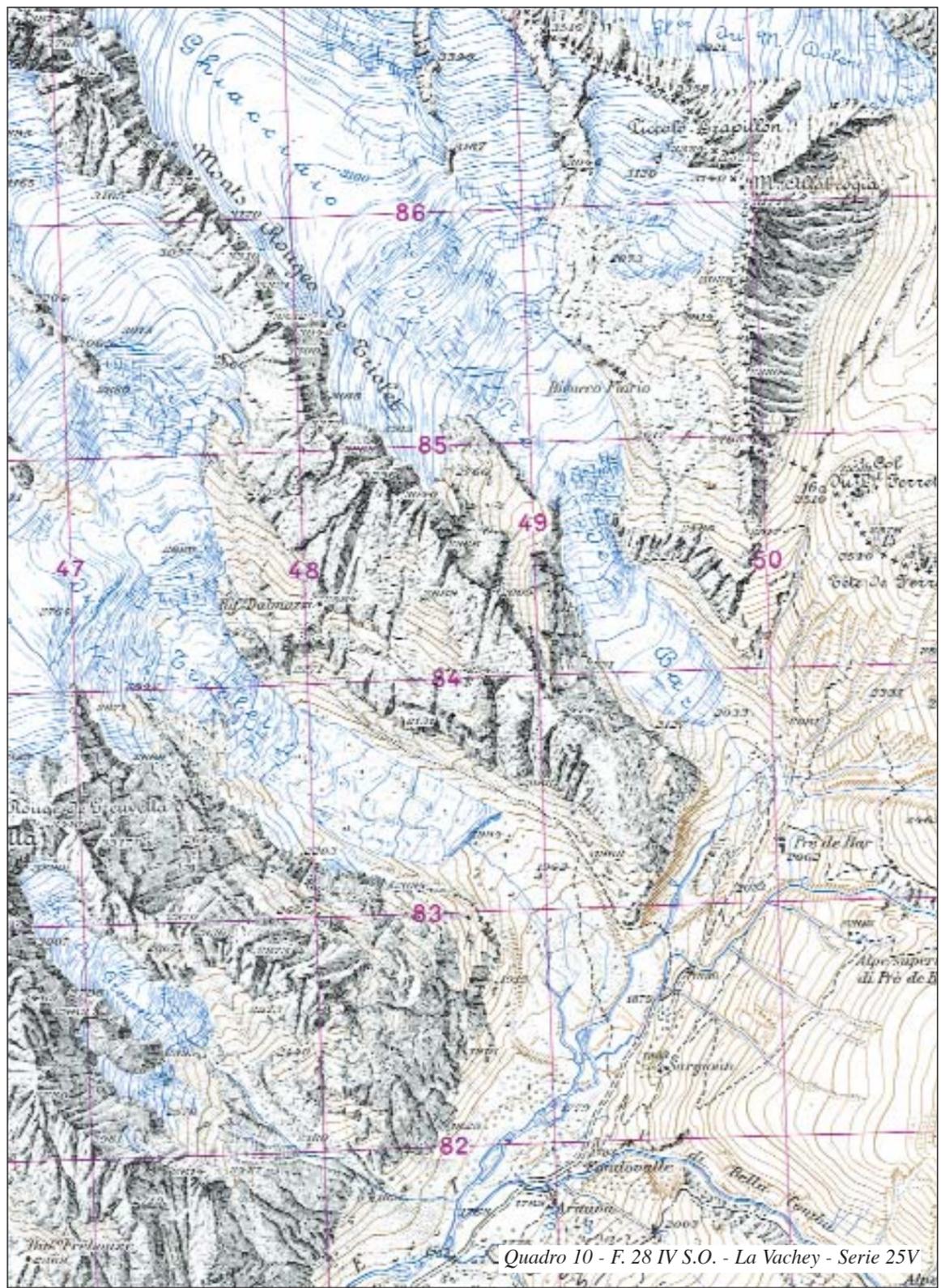
Casi di rappresentazione di argini morenici con grafica «dedicata» sono presenti nei **quadri 1 e 2**. Nel primo caso, a diretto contatto della lingua occidentale della vedretta dei Frati è visibile una serie di massi che evidenzia il margine glaciale sottolineando la presenza di una morena laterale e frontale di neoformazione. Più esternamente, un impiego di puntinato, a diversa densità e dimensione, mette in risalto un'ulteriore morena latero-frontale, ascrivibile alla stessa lingua, non più in contatto con il ghiacciaio. Il puntinato più fitto indica il versante interno, mentre quello più rado e di minor dimensioni, quello esterno. Il passaggio tra i due diversi tipi di puntinato traccia la cresta dell'argine. Esternamente, a sud del toponimo rifugio Garibaldi e a nord-est della Madonna dell'Adamello, allineamenti di massi indicano la presenza di altrettanti bassi argini. Anche nel **quadro 2**, una serie di massi a contatto con la lingua del ghiacciaio *Sexegerten* indica morene di neoformazione. Sul lato occidentale

della stessa lingua, l'andamento parzialmente cuspidato delle isoipse tra le quote 2 650-2 700, suggerisce la presenza di un breve tratto di argine laterale sinistro. In altri casi la presenza dell'argine morenico è evidenziata mediante l'impiego di tratti ravvicinati a luoghi «triangoliformi», impiegati con lo stesso significato che assume il simbolo quando rappresenta piccole scarpate. Un esempio di questo tipo è contemplato nel **quadro 3** in cui l'apofisi di ghiaccio su cui giace la quota 2 529 risulta marginata da un argine frontale bilobato evidenziato da una serie di trattini contrapposti. In questo caso il doppio uso distanziato delle «barbette» indica che la cresta dell'argine non è affilata.

È però con l'impiego delle isoipse che la rappresentazione dell'argine morenico diventa efficace, soprattutto per quelle forme ben pronunciate che si sviluppano su dislivelli sensibili. Nel **quadro 4** le morene laterali della lingua del ghiacciaio della Brenva sono ben evidenziate dall'andamento cuspidato delle curve di livello che individuano valli continui, ben sviluppati ed affilati. Il confronto con l'edizione del 1929 della stessa carta topografica, nel **quadro 6**, mette in evidenza come gli argini morenici si identifichino sulla carta nella fase di smagrimento della lingua, quando il fianco interno dell'argine viene scoperto dal ghiaccio. Nell'edizione del 1929 dove il ghiacciaio risulta rigonfio (cfr. l'andamento delle curve di livello direttrici di quota 1 600 e 1 700 su ghiaccio nelle due diverse edizioni) non c'è alcuna chiara evidenza delle morene laterali; solo nell'estremo settore nord-est della lingua, la presenza di piccoli e ravvicinati tratti indica una embrionale apparizione dell'argine morenico latero frontale sinistro. L'impiego delle curve di livello per la rappresentazione degli argini è spesso congiunto con altra grafica che serve a dare maggior plasticità alla rappresentazione. Nel **quadro 7** l'argine laterale destro del ghiacciaio di Dosedè, distaccato dalla lingua glaciale, viene rappresentato da pronunciate cuspidi nelle curve di livello tra le quote 2 750 e 2 500 e da un puntinato gradato che mette maggiormente in evidenza la cresta dell'argine. Le morene del ghiacciaio di La Mare, rappresentate nel **quadro 8**, disegnano un complesso apparato. L'argine destro è evidenziato a partire dal punto quotato 2 696 verso sud-est; l'asimmetria dei suoi fianchi (cfr. note alla tavola 41.



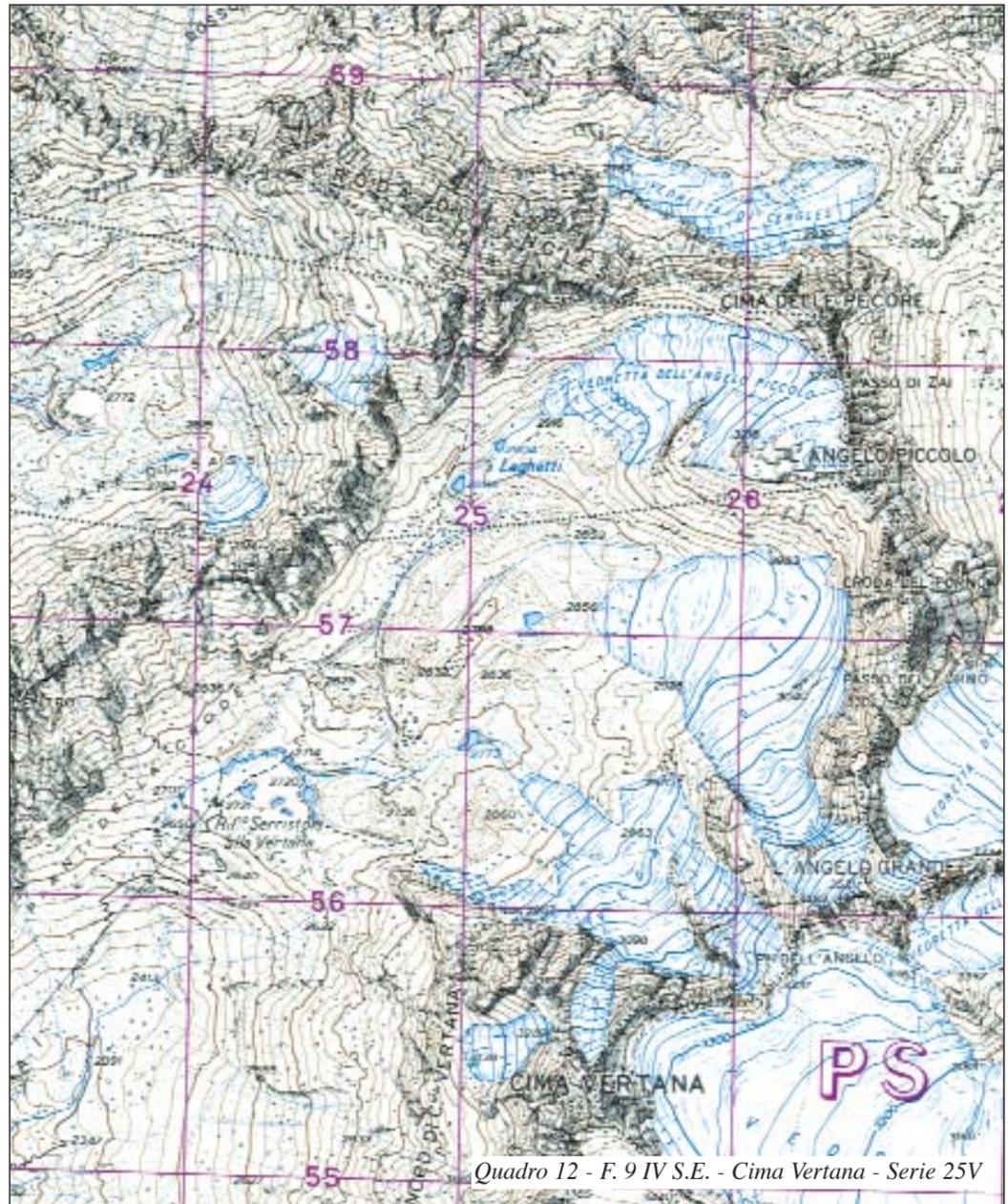
Quadro 9 - 41 I S.O. - Gran Paradiso - Serie 25V



Quadro 10 - F. 28 IV S.O. - La Vachey - Serie 25V



Quadro 11 - F. 4 III S.E. - Bressanone - Serie 25V



Quadro 12 - F. 9 IV S.E. - Cima Vertana - Serie 25V

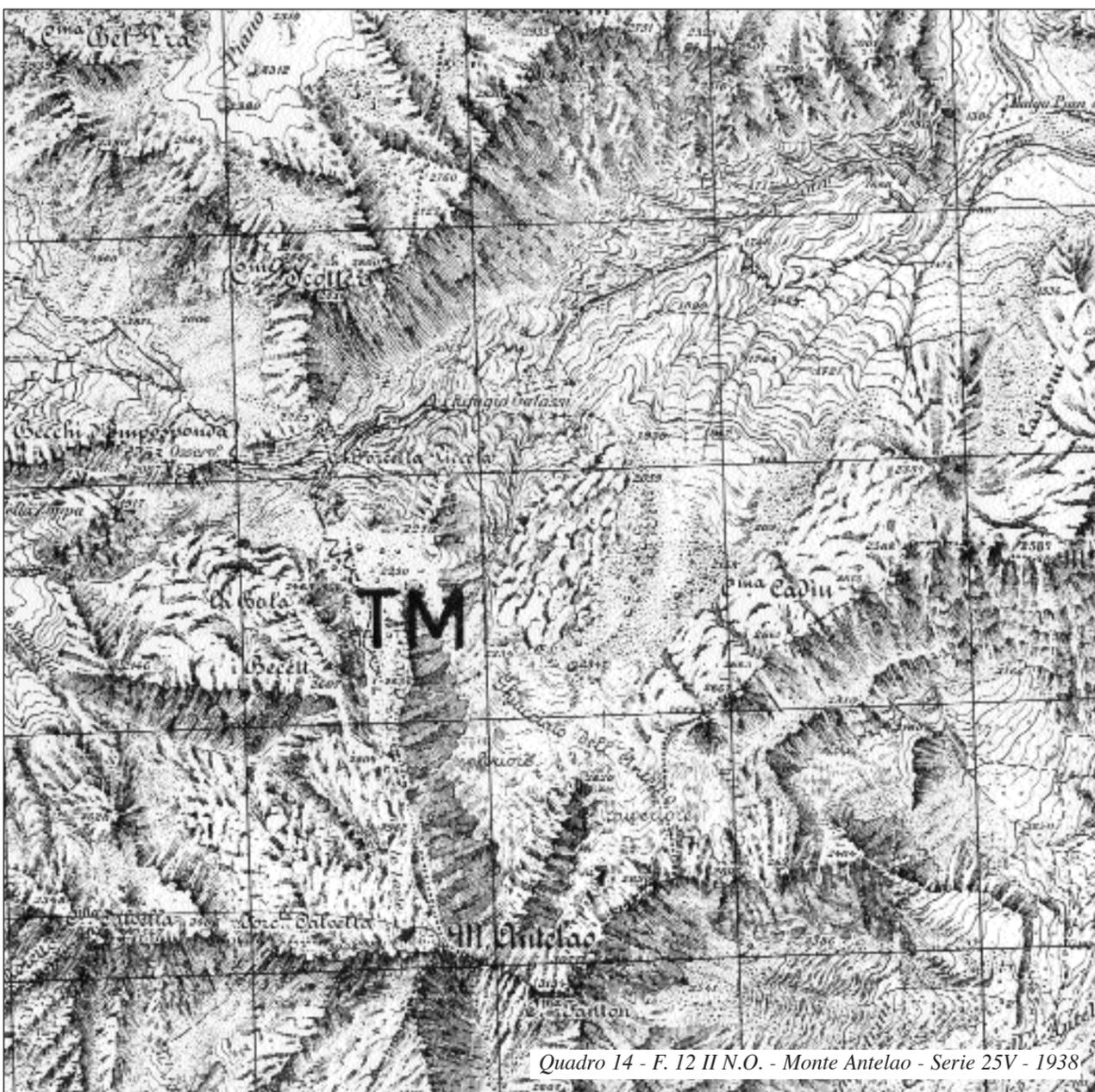
«Anfiteatri morenici») è visualizzata dall'impiego del puntinato, per il fianco esterno meno ripido, e dal tratteggio «tipo roccia», per il fianco interno più ripido. La morena laterale sinistra ben si delinea a partire dall'altro punto quotato 3042; solo intorno alla quota 2400 (in corrispondenza di val Venezia) perde la sua individualità. Lungo lo stesso cordone, intorno a quota 2576 una flessione verso l'esterno dell'argine morenico, sulla cui cresta scorre un sentiero, marca le tracce di una sbavatura del ghiacciaio verso Est (lobo di diverticolazione). Nei pressi, poco più a Sud del punto quotato 2577, un fitto puntinato mette in evidenza il fianco interno ed esterno della parte terminale della morena laterale sinistra, già marcata dall'andamento cuspidato delle curve di livello. Alcune di esse (2625, 2650, 2675) presentano in prossimità del dorso dell'argine un breve tratto ad andamento sinusoidale, a testimonianza di uno sdoppiamento della cresta stessa. Si è in questo caso in presenza di argini morenici affiancati, noti in letteratura come «morene di accrezione e/o sovrapposizione». L'andamento seghettato delle curve di livello mette in risalto la presenza di più creste tra loro addossate, generate dall'affiancarsi e/o dal sovrapporsi di argini morenici depositi in diversi momenti a fronte di ripetute pulsazioni del ghiacciaio. Nel **quadro 9** l'impiego congiunto delle curve di livello cuspidate e del puntinato evidenzia le morene laterali del ghiacciaio Timorion e del ghiacciaio di Gran Neiron. Quest'ultimo, in prossimità della lingua, sul lato nord-orientale tra le quote 2800 e 2900 presenta una bassa morena addossata ad una più lunga e più pronunciata. Anche nella tavola 36. «Ghiacciai vallivi alpini», nella rappresentazione del ghiacciaio del Miage, sul lato sud-orientale del Giardino del Miage, gli argini laterali appaiono come morene di accrezione tra le quote 1770 e 1893. Un esempio di rapporti di sovrapposizione è visibile nei pressi della fronte del ghiacciaio di Nardis nel **quadro 13**. Un argine morenico abbastanza ben pronunciato, sulla cresta del quale passa il sentiero che dal bivacco Roberti si dirige in direzione nord-ovest, risulta ricoperto nei pressi di quota 2600 da un altro affilato cordone morenico che, dopo aver fiancheggiato per un breve tratto in sinistra idrografica la lingua del ghiacciaio di Nardis, si dirige verso Sud.

In alcuni casi la carta topografica mostra la presenza di argini morenici laterali, privi o quasi di evidenza morfologica, perché sedimentati a ridosso di ripide pareti o erosi a seguito del ritiro del ghiacciaio. Un esempio di questo tipo è presente nel **quadro 5** in cui la morena laterale sinistra della vedretta Lunga, in assenza di espressione morfologica, è visualizzata dal puntinato tra le quote 2784 e 2810.

Tra le forme di accumulo glaciale rientrano anche le morene mediane o galleggianti, argini detritici che prendono alimentazione dalla degradazione di affioramenti rocciosi presenti alla confluenza di due lingue. Nella carta topografica che rappresenta il ghiacciaio dei Forni (nella tavola 36. «Ghiacciai vallivi alpini») sono evidenti due lunghi cordoni detritici, che si dipartono da altrettanti affioramenti rocciosi, raffigurati con allineamento di punti. Analoghe forme sono presenti anche sul dorso del ghiacciaio del Miage (nella tavola «Grandi ghiacciai alpini»). In questo secondo caso la loro rappresentazione è affidata alla seghettatura delle isoipse di colore azzurro poste sul ghiacciaio che, affiancata all'uso del puntinato, descrive fino a tre dossi tra loro affiancati.

Una sintesi delle diverse rappresentazioni di argini morenici è presente nel **quadro 10**. In questa immagine si possono facilmente riconoscere i due apparati morenici dei ghiacciai di Pré De Bar e di Triolet, organizzati in una complessa successione di argini frontali e laterali.

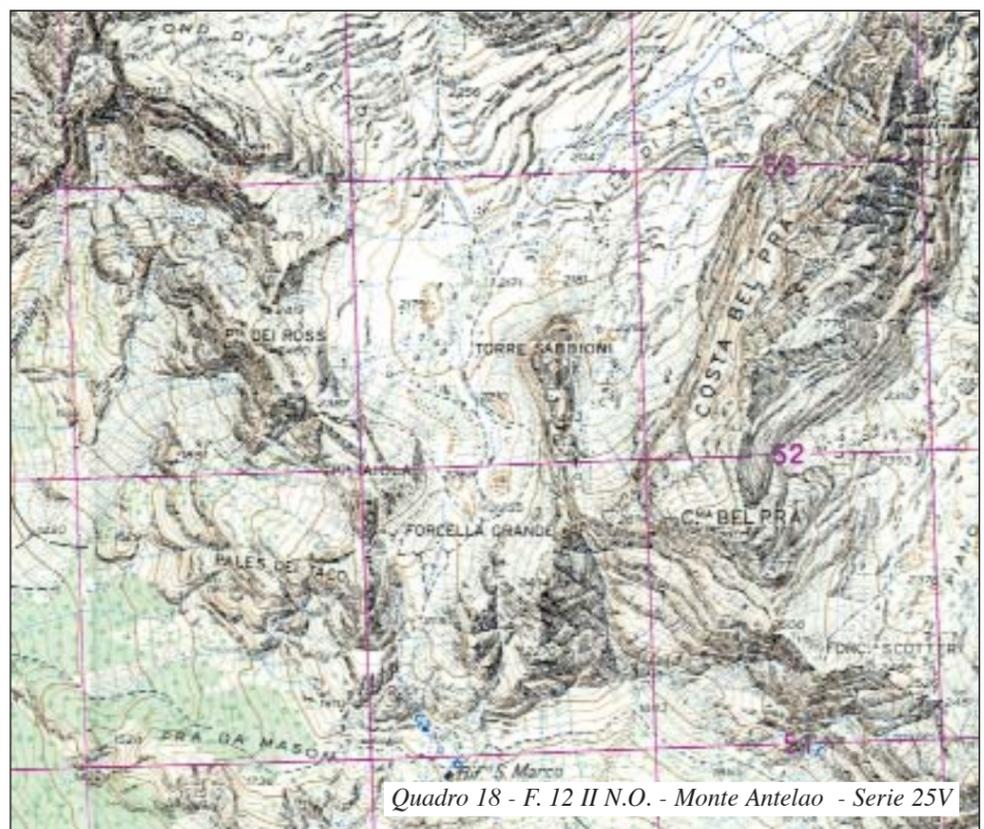
Gli esempi fin qui visti si riferiscono prevalentemente a casi di attività glaciale recente; gli imponenti argini morenici ben conservati ed affilati che quasi



sempre si ritrovano in prossimità delle attuali lingue sono infatti da ascrivere alle vicende avvenute nella «Piccola Età Glaciale» (1500-1850). Il **quadro 11** mostra invece una successione di dossi allungati a profilo sommitale arrotondato; rappresentano anch'essi argini morenici riconducibili però alle fasi stadiali tardiglaciali. L'erosione e l'antropizzazione hanno fatto loro perdere in gran parte l'originale forma (cfr. la tavola 41. «Anfiteatri morenici»); tuttavia la loro collocazione spaziale, inserita nel particolare contesto geografico, ne denuncia la genesi. Nel caso specifico i dossi allungati posti ad occidente del fiume Rienza sono alcuni lembi del ben più vasto apparato morenico appartenente al ghiacciaio proveniente dalla val Pusteria.

Nelle aree antistanti alle fronti glaciali, durante le fasi di ritiro, vengono abbandonate coltri di depositi glaciali che raramente si dispongono in argini ben pronunciati: più generalmente costituiscono distese detritiche a dossi e depressioni. Alcune di queste si formano per fusione di zolle di ghiaccio che restano inglobate nel deposito, altre risultano a ridosso di embrionali dossi morenici. Spesso in questa morfologia ondulata si insediano piccoli ed effimeri laghi temporanei. Nel **quadro 12** è rappresentato un paesaggio di questo tipo nella zona antistante alla vedretta di Zai e alla vedretta dell'Angelo Piccolo. Il puntinato e l'impiego delle curve

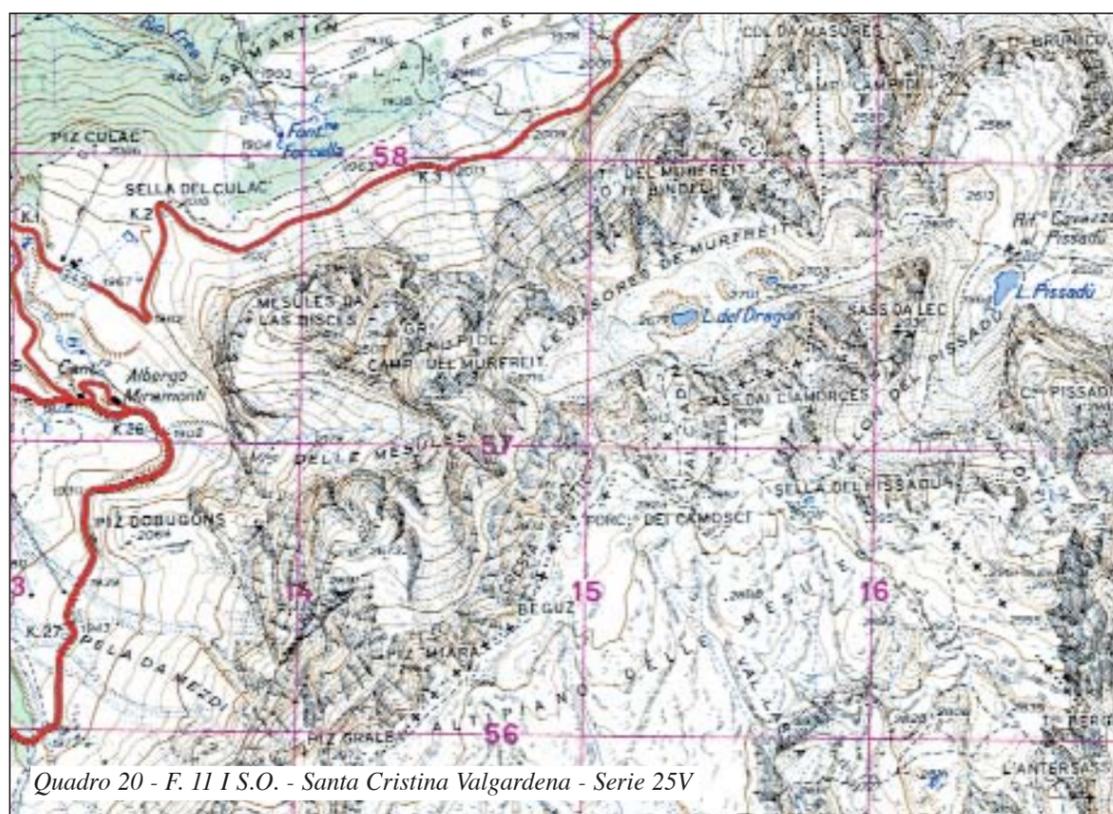
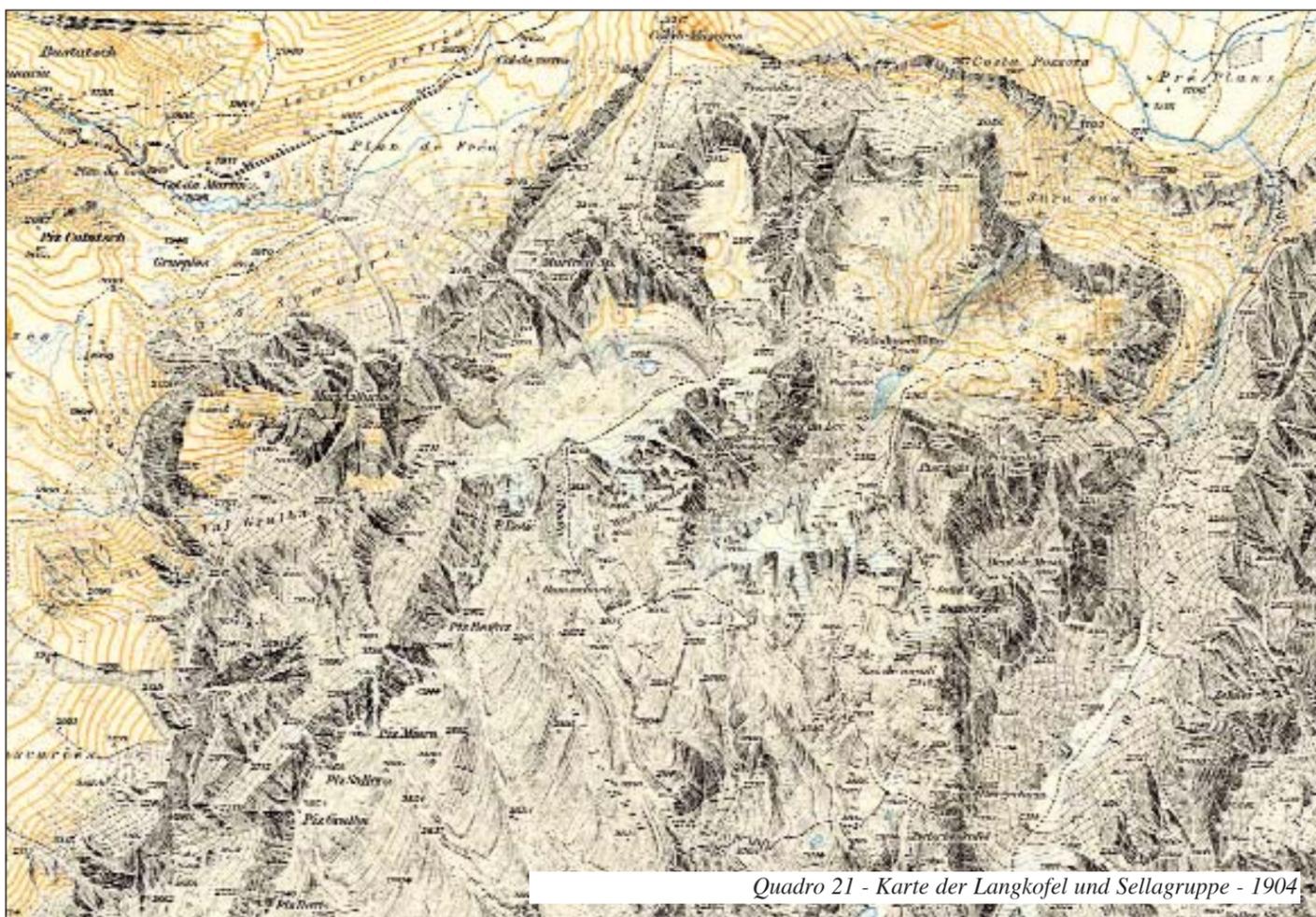
di livello ausiliarie mettono in risalto una articolata serie di depressioni con laghetti e dossi, vagamente disposti a semicerchio. Significativo è il confronto tra l'ultima edizione della tavoletta Giogo S. Maria e quella del 1912 (**quadri 16 e 17**), rilevata nel 1908. Il forte ritiro della vedretta dei Vitelli e delle Platigliole, ha scoperto una vasta superficie attualmente rivestita di detriti glaciali che nel caso del ghiacciaio dei Vitelli è rappresentata da un puntinato ordinato lungo linee di flusso, mentre per il ghiacciaio delle Platigliole l'impiego dell'isoipsa ausiliaria visualizza ancora una volta una articolata morfologia a dossi e depressioni. Analoga è la situazione rappresentata nel quadro che raffigura il lago Cime Bianche, al Cervino, nella tavola n. 43 «Laghi gla-



ciali»; l'interpretazione genetica del puntinato come deposito glaciale sparso è data anche dal toponimo «ex ghiacciaio del Teodulo».

Rientrano nella categoria dei depositi glaciali anche tutti quei corpi di frana che cadono su una lingua glaciale e che successivamente vengono mobilizzati. Se questi entrano a far parte dei detriti che alimentano le morene, dell'episodio gravitativo non resta più impronta, diversamente possono mantenere traccia della loro origine, specie se collassati su una coltre di ghiaccio in via di estinzione. Il **quadro 14**, che rappresenta il ghiacciaio dell'Antelao verso la fine degli anni Trenta, mostra una coltre di grossi massi a copertura della parte mediana della lingua tra le quote 2347 (grosso masso) e 1959. La distribuzione bilaterale dei detriti sulla lingua e non al centro, potrebbe essere dovuta al maggior flusso che il ghiacciaio ha nella sua parte mediana con conseguente maggior smaltimento dei depositi sedimentati. Nella successiva edizione della stessa tavoletta (**quadro 15**) non c'è più alcuna traccia dei grossi massi precedentemente cartografati, segno che sono stati veicolati verso la fronte; nella zona precedentemente occupata dal ghiacciaio appaiono invece piccoli detriti sparsi e due piccoli argini frontali presso le quote 2188 e 2193. Resta in posto solo il grosso masso non più quotato 2347, ma 2348. I **quadri 18 e 19** mostrano invece situazioni in cui il detrito è rimasto più o meno *in loco*. Nel primo caso una lunga lingua di massi (ben evidenti nella corrispondente Carta Tecnica Regionale al 10000 della Regione Veneto) occupa il centro del solco vallivo tra Torre Sabbioni e punta dei Ross; nel secondo esempio una vasta distesa di detriti a nord di costa dell'Aouillie invade più di due terzi di fondovalle. Una dispersione di massi su una così vasta superficie può essere spiegata solo mediante il meccanismo di scivolamento su ghiaccio.

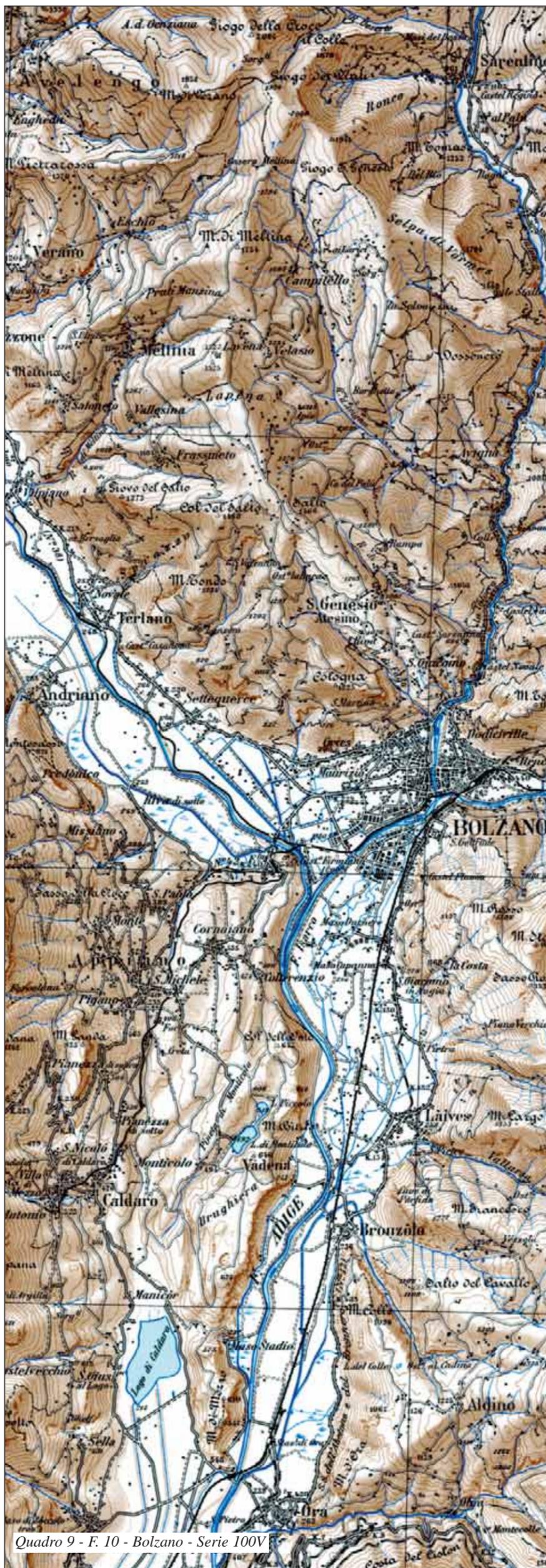
Nei casi in cui una ingente produzione di detriti ricopra costantemente il dorso di un ghiacciaio (*debris cover glacier*) la rappresentazione cartografica delle fronti glaciali risulta falsata. Nel **quadro 13** la Vedretta d'Amola termina intorno a quota 2700; nella realtà il ghiaccio raggiunge più o meno la chiusura delle morene latero frontali intorno a quota 2429. I detriti cartografati, alcuni anche come grossi blocchi che simulano morene mediane, risultano quindi essere sovrapposti alla lingua del ghiacciaio. Analoghe situazioni sono rappresentate anche in alcuni quadri della tavola n. 36. «Ghiacciai vallivi alpini», per quanto riguarda i ghiacciai del Miage e del Belvedere.



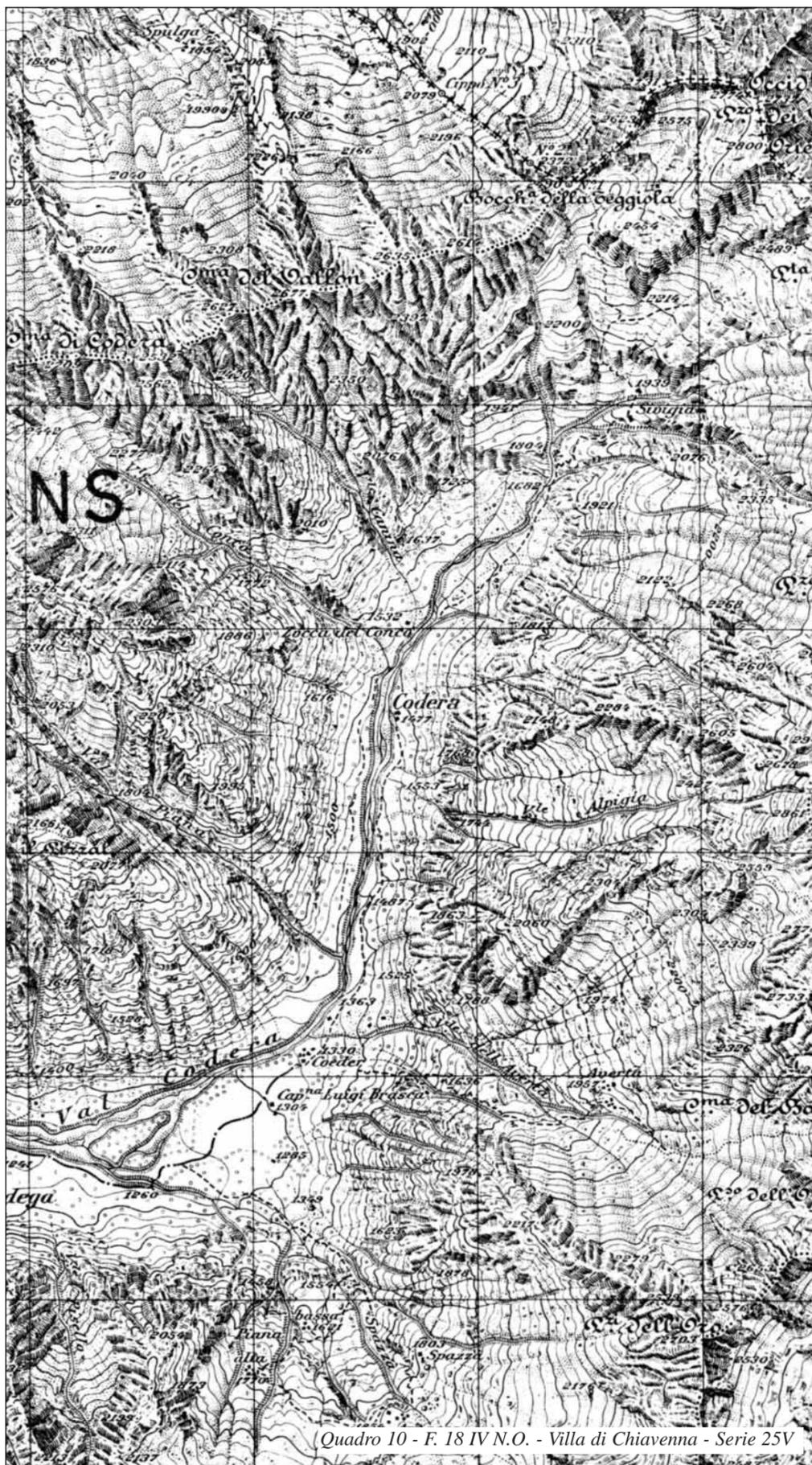
Un chiaro esempio di morfologia da «ghiaccio morto» è presente nel **quadro 20**. Le ampie depressioni parzialmente occupate da laghetti, scolpite all'interno della coltre detritica in località le Masores de Murfreit, sono cavità che si sono formate per fusione di zolle di ghiaccio presenti al di sotto del deposito glaciale. Le isoipse tracciate in azzurro sul detrito nella *Karte der Langkofel und Sellagruppe* (Deutschen und Österreichischen Alpen Verein, 1904), che qui si richiama per confronto e rappresentata nel **quadro 21**, indicano che sotto alla copertura clastica era presente del ghiaccio. Le depressioni inoltre appaiono ubicate dove già nel 1904 era presente un piccolo lago ed un accenno di depressione.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREWS J. T., *Glacial System*, Massachusetts, Duxbury Press, 1995.
 CARTON A., BARONI C., SEPPI R., «La cartografia antica ed attuale negli studi di glaciologia e di geologia glaciale», *Bollettino dell'Associazione Italiana di Cartografia* n. 117-119, 2003, pp. 376, 396.
 HAMBERY M., *Glacial environments*, Frome, England, Bulter & Tanner, 1994.



Quadro 9 - F. 10 - Bolzano - Serie 100V



Quadro 10 - F. 18 IV N.O. - Villa di Chiavenna - Serie 25V

triangolari o subtrapezoidali a profilo concavo (settore di parabola) che sovrastano i fondovalle deglaciatati e separano le valli laterali sospese (quadro 8).

Il quadro 9 raffigura la valle dell'Adige presso Bolzano. Immediatamente ad occidente del corso attuale del fiume Adige si osserva una dorsale rocciosa (Monte di Mezzo) che delimita una depressione che si estende tra Appiano e Caldaro. Ne deriva un profilo trasversale irregolare con l'attuale valle dell'Adige che risulta più profonda e in parte colmata da depositi alluvionali olocenici, mentre la depressione tra Appiano e Caldaro risulta meno marcata. Quest'ultima rappresenta un antico fondo vallivo, precedente all'ultima glaciazione, in parte colmato da sedimenti fluviali, glaciali e lacustri, mentre i rilievi al centro della valle recano tracce di erosione ad opera dei ghiacciai dell'ultima espansione glaciale.

BIBLIOGRAFIA

BARONI C., CARTON A., "Geomorfologia della Valle dell'Avio (Gruppo dell'Adamello)", *Natura Bresciana*, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, 23, 1986, pp. 3-48.

CASTIGLIONI G. B., TREVISAN L., "La sella di Appiano-Caldaro presso Bolzano nel

Quaternario", *Memorie Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 29, 1973, pp. 1-33.

SALOMON W., "Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebeken und Täler erodieren?" *Neues Jahrb. F. Geol. Miner. Paleont.*, 1900, pp. 117-139.

SUGDEN D. E., JOHN B. S., *Glaciers and Landscape*, Londra, Arnold, 1976, pp. 1-375.

41. Anfiteatri morenici

ALFREDO BINI*

Università degli Studi di Milano

Negli ultimi 2,6 milioni di anni le Alpi sono state interessate più volte dallo sviluppo di grandi ghiacciai che hanno occupato le maggiori valli alpine sino a raggiungere la pianura. Queste grandi espansioni dei ghiacciai, causate da variazioni del clima e che prendono il nome di glaciazioni, sono caratterizzate dall'accumulo di ghiaccio, dall'avanzata dei ghiacciai sino ad una fase di massima espansione e quindi dal ritiro dei ghiacciai stessi. I periodi compresi tra una glaciazione e la successiva, caratterizzati da un clima più caldo, costituiscono gli interglaciali. La durata sia delle «glaciazioni» sia degli interglaciali è stata estremamente variabile.

Un «anfiteatro morenico» è il risultato dello sbocco di un ghiacciaio vallivo nell'area pedemontana della pianura, dove la lingua glaciale poteva espandersi e depositare i detriti che trasportava a formare una serie di cordoni morenici concentrici e disposti generalmente a semicerchio. Il ripetersi di questo processo nel corso delle differenti glaciazioni ha portato alla formazione degli anfiteatri che noi oggi troviamo allo sbocco delle principali valli alpine.

Il numero totale di glaciazioni che possono aver interessato gli anfiteatri è di circa una quindicina, ma le evidenze di queste glaciazioni e, quindi, il numero di glaciazioni effettivamente riconosciute variano da un anfiteatro all'altro. La valutazione del numero di glaciazioni dipende strettamente dalla definizione che si utilizza; negli anfiteatri una glaciazione è caratterizzata dalla presenza di depositi glaciali separati dai precedenti e dai successivi depositi da evidenze di clima caldo, come, ad esempio, un suolo che implica la presenza di vegetazione e quindi assenza di ghiacciai. Tradizionalmente si ritiene che le glaciazioni siano state cinque o sei, ma le curve climatiche, ricavate dai carotaggi effettuati negli oceani e sulle calotte della Groenlandia e dell'Antartide, mostrano che i periodi freddi sono stati ben più numerosi. Se si raggruppano i vari periodi freddi e si considerano interglaciali solo i periodi di caldo maggiore, si ottengono effettivamente cinque o sei glaciazioni, durante le quali però i ghiacciai sono avanzati sino agli anfiteatri e si sono ritirati, lasciando il posto alle foreste, più volte.

Gli anfiteatri morenici sono un elemento specifico e caratteristico delle Alpi italiane; in altre regioni quali, per esempio il Nord America, il Nord Europa o il versante settentrionale delle Alpi, gli anfiteatri non sono presenti o sono di ridotte dimensioni. I principali anfiteatri italiani sono, da ovest ad est, l'anfiteatro di Rivoli, di Ivrea, del Verbano, del Lario, del Sebino, del Garda, di Vittorio Veneto e l'anfiteatro Tilaventino (del Tagliamento).

A grandi linee un anfiteatro è costituito da cerchie moreniche concentriche e disposte a semicerchio con morene sempre più giovani man mano che ci si avvicina allo sbocco della valle. Questa disposizione non è però sempre rispettata, perché il ghiacciaio ha cambiato forma sia durante una stessa glaciazione sia da una glaciazione all'altra, oppure perché spesso al margine della pianura sono presenti rilievi in roccia che hanno limitato e condizionato l'avanzata dei ghiacciai o ancora perché le morene delle avanzate precedenti hanno costituito un ostacolo.

Accanto alle morene, al margine di un ghiacciaio si genera una serie complessa di forme, legate alla notevole disponibilità di acque di fusione glaciale, che concorrono a modellare il territorio mediante processi sia erosivi sia deposizionali; tale azione si sovrappone a quella del ghiacciaio o la sostituisce.

I torrenti glaciali che fuoriescono dalla fronte del ghiacciaio interrompono la continuità delle morene formando una serie di porte, ben visibili nel **quadro 2**. Alla fronte del ghiacciaio si viene perciò a strutturare una piana fluvio-glaciale (*sandur*) alimentata dai torrenti glaciali e quindi connessa alle porte. Al momento del ritiro del ghiacciaio, poichè si modifica la posizione di fuoriuscita delle acque dal ghiaccio, la piana viene terrazzata dalle stesse acque di fusione. La pendenza di questi terrazzi è rivolta verso l'esterno dell'anfiteatro (porta del Fosso Longherone e relativa piana nel **quadro 2**). Le porzioni più esterne dell'anfiteatro si raccordano perciò gradualmente alla pianura mediante piane fluvio-glaciali, inclinate verso l'esterno dell'anfiteatro con pendenze via via decrescenti. I depositi delle piane erodono e/o ricoprono più o meno completamente quelli dovuti a fasi precedenti.



Quadro 1 - F. 66 - Udine - Serie 50



Quando il ghiacciaio inizia a ritirarsi, tra la morena ed il ghiacciaio stesso si crea un vuoto che può essere occupato da un lago (lago marginoglaciale), oppure da piane fluvio-glaciali allungate parallele alle morene. In questi casi i depositi lacustri e fluviali che si sedimentano sono sostenuti sul lato interno dal ghiacciaio; un ulteriore ritiro, oltre a provocare lo svuotamento dei laghi, provoca l'arresto della sedimentazione e la formazione di terrazzi (terrazzi di *kame*), sul lato interno delle morene, tali terrazzi sono solitamente caratterizzati da una pendenza rivolta verso il centro dell'anfiteatro, dovuta al collasso dei sedimenti non più sostenuti dal ghiacciaio stesso.

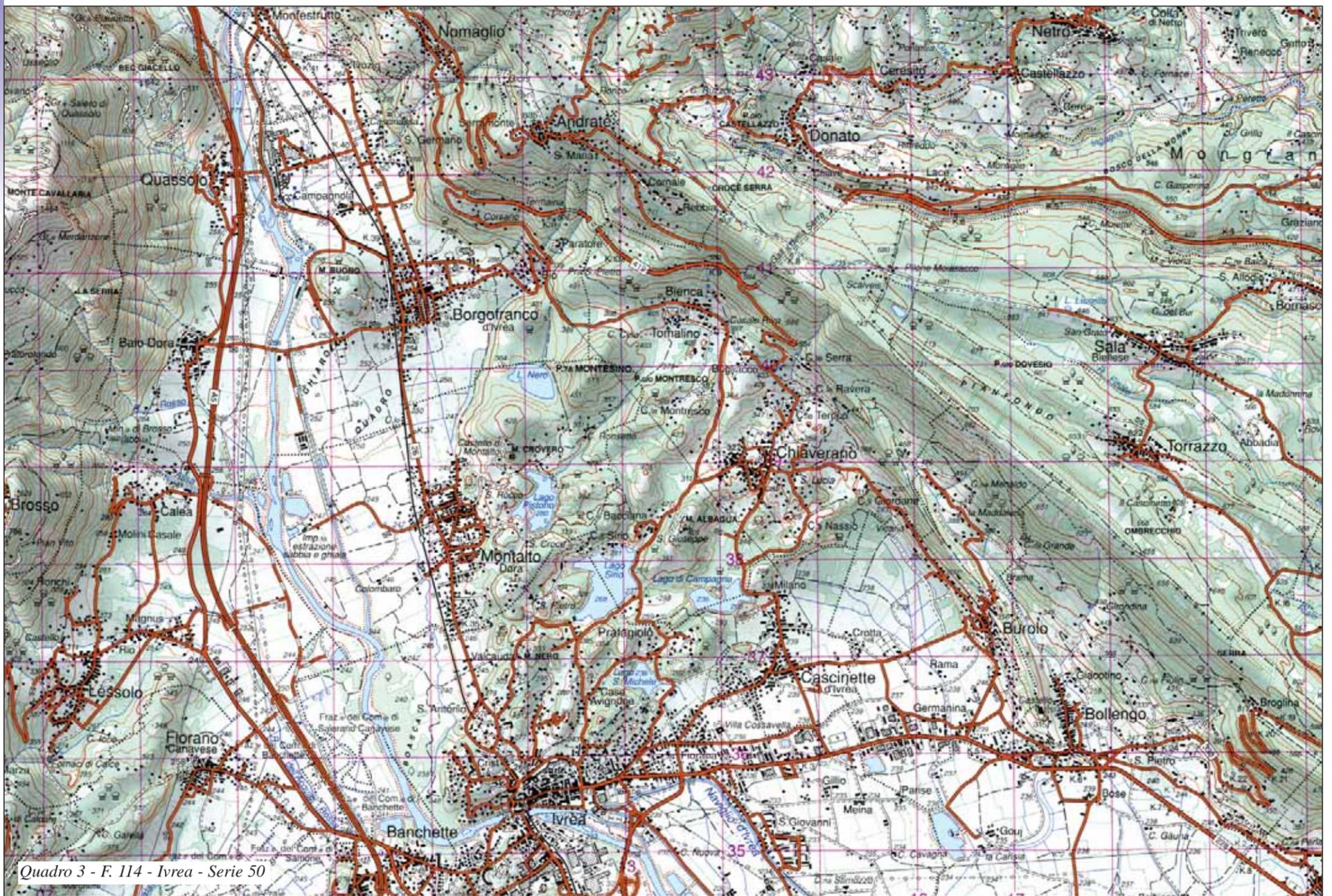
Durante il ritiro un ghiacciaio presenta numerose fasi di avanzata di minore entità rispetto alla fase di massima espansione, tali avanzate provocano la formazione di altrettanto numerose morene. I versanti esterni delle morene presentano solitamente pendenze minori rispetto a quelli interni, in quanto questi ultimi sono posti immediatamente a contatto col ghiacciaio, sono da questo sostenuti e ne subiscono direttamente le spinte, mentre i lati esterni sono soggetti prevalentemente ai processi legati a colate di detriti provenienti dalla fronte glaciale. Le creste dei cordoni risultano spesso molto ampie e/o sdoppiate in alcuni punti, a causa di processi di sovrapposizione e accrezione. Nel **quadro 3** è riportata la morena «La Serra» dell'anfiteatro di Ivrea; si tratta della più grande morena italiana. Si osserva bene l'asimmetria della morena, la sua formazione per accrezione e sovrapposizione e il suo andamento rettilineo che taglia morene più vecchie che presentano un andamento diverso.

Tra le morene si formano piccole valli parallele, che possono ospitare piane fluvio-glaciali allungate o piccole conche lacustri (laghi proglaciali). Questi ultimi possono durare molto a lungo tanto che ancora attualmente si osserva-

no questi laghi intramorenici all'interno degli anfiteatri (**quadri 1, 2, 3 e 4**).

Il lato interno dell'anfiteatro è spesso caratterizzato dalla presenza di una struttura «a gradonate» (**quadri 2 e 4**). I «gradoni» si generano durante le fasi di stasi e ritiro del ghiacciaio, sono costituiti sia da terrazzi di *kame* sia da piane fluvio-glaciali e lacustri, e sono posti a quote progressivamente decrescenti muovendosi verso il centro dell'anfiteatro. Da queste superfici pianeggianti possono emergere rilievi (es. dossi morenici e colline di *kame*), ma anche cordoni legati alla medesima fase glaciale che struttura l'anfiteatro, oppure a precedenti glaciazioni. Possono, inoltre, essere presenti aree a morfologia disordinata legate alla presenza di lenti e placche di ghiaccio morto (topografia da «ghiaccio morto»).

Al termine di ogni glaciazione, la vegetazione e, in particolar modo, le foreste hanno ricoperto rapidamente l'area degli anfiteatri. Durante l'interglaciale successivo, grazie al clima caldo, si sono formati suoli profondi sia sulle morene, sia sulle piane, sia sui terrazzi degli anfiteatri. All'inizio della successiva glaciazione, la scomparsa della vegetazione, causata dal raffreddamento climatico, ha lasciato il terreno degli anfiteatri allo scoperto. In queste condizioni il materiale in precedenza alterato nei suoli subisce l'azione dei processi di versante, colando lungo i fianchi delle morene e dei terrazzi. Le morene risultano pertanto decapitate alla sommità e allargate alla base dove questi materiali si accumulano, se non sono stati asportati dai corsi d'acqua glaciali. Glaciazione dopo glaciazione il processo si accentua sempre di più. In effetti, attualmente, negli anfiteatri si osserva che le morene dell'ultima o delle ultime glaciazioni sono ben conservate e morfologicamente evidenti, mentre le morene delle glaciazioni precedenti sono spesso mal conservate e sempre meno evidenti con l'aumentare dell'età.

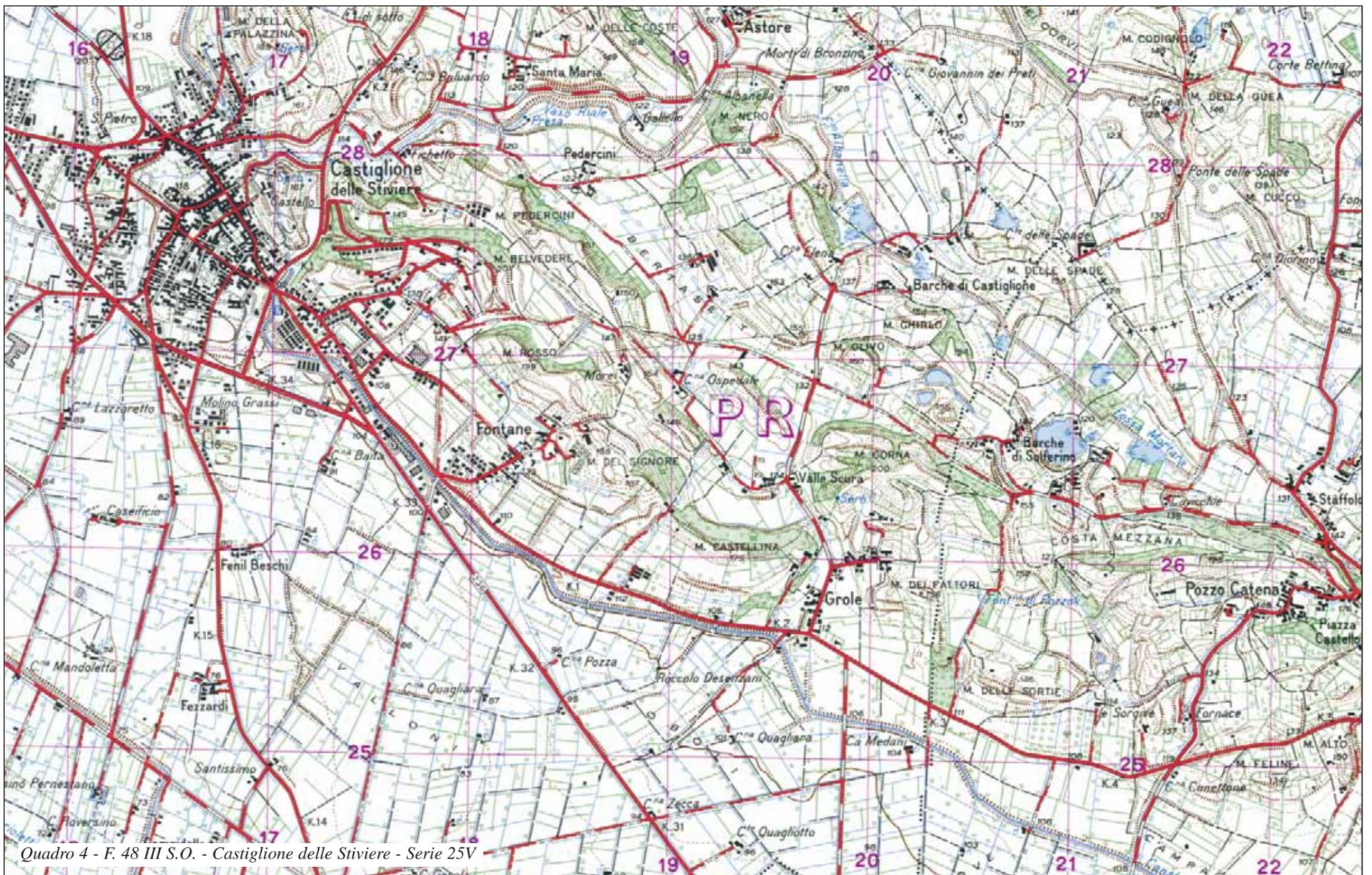


Nel **quadro 5** si può osservare una delle morene antiche dell'anfiteatro del Garda, completamente circondata da piane fluvio-glaciali e fluviali più recenti, ma ancora evidente. Si noti che, nonostante l'antichità, si vede ancora l'asimmetria della morena.

Nel **quadro 6** si osservano le morene antiche dell'anfiteatro del Lario, che costituiscono il Pianalto di Tradate - Appiano Gentile e che sono invece poco

evidenti e mal conservate. Il reticolo di valli allungate deriva in gran parte dalle piccole valli intermoreniche originarie.

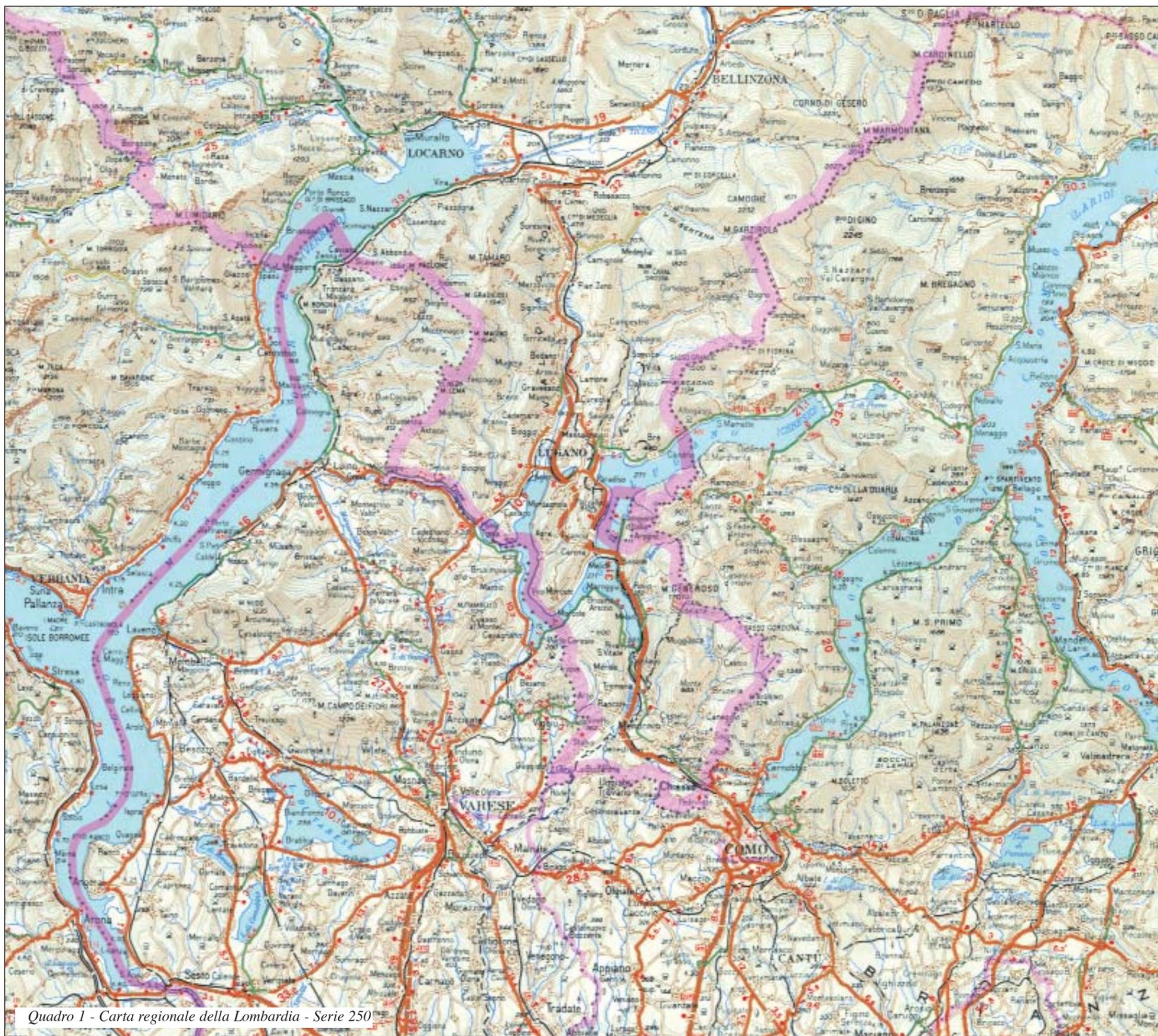
Nel **quadro 2** è riportato un anfiteatro «tipo»: si tratta dell'anfiteatro del Sebino (la conca lacustre relativa è rappresentata nella tavola n. 42 «Laghi Prealpini»). È evidente una morena, quasi perfettamente a semicerchio (Morena di Monterotondo), interrotta da varie porte dalle quali fuoriuscivano



42. Laghi prealpini

GIUSEPPE OROMBELLI*

Università degli Studi di Milano «Bicocca»



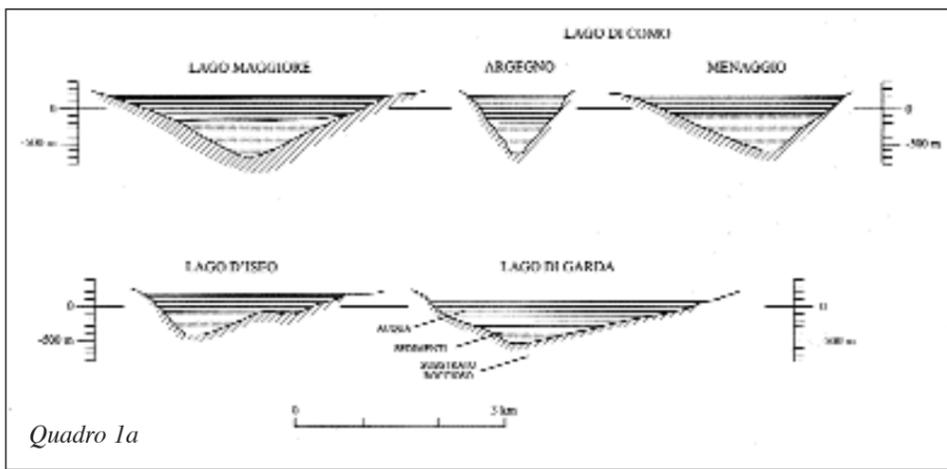
Tra gli aspetti del paesaggio italiano più noti ed ammirati nel mondo vi è senz'altro quello dei grandi laghi prealpini. Già noti e frequentati per la loro bellezza nell'antichità classica, a partire dall'epoca romantica sono divenuti anche paesaggio letterario (Manzoni, Fogazzaro, De Marchi, Gadda, Chiara). La riflessione geografica sulle loro caratteristiche e sulla loro origine data almeno dalla fine del secolo diciottesimo, ma è soprattutto negli ultimi due decenni dell'Ottocento che si aprì sulla loro origine una disputa scientifica, che si è poi più volte riaccesa nel Novecento. Volta volta si è posto l'accento sull'origine tettonica, fluviale o glaciale, così come già riassunto da Almagià, Sestini e Trevisan nella precedente edizione di questo atlante (1948). Il progredire delle conoscenze ha apportato alla discussione nuovi elementi, che verranno più avanti ricordati.

Caratteri comuni ai grandi laghi prealpini italiani (**quadri 1 e 2** e tabella a fianco) sono: a) la loro collocazione geografica nel settore centrale dell'arco alpino, sostanzialmente nelle Prealpi lombarde, in una fascia lunga circa 200 km ed ampia una sessantina, connotata da rilievi generalmente inferiori a 2500 m ed appartenente

al dominio tettonico delle «Alpi meridionali» o «Sudalpino», a sud della «Linea insubrica» (CITA *et alii*, 1990);

b) la loro ubicazione nel settore meridionale di grandi vallate alpine (val d'Ossola, val Leventina, Valtellina, val Camonica), percorse e modellate dai ghiacciai pleistocenici, sboccanti o affacciatisi sulla pianura padana, con l'eccezione del lago di Lugano; ove si tenga conto della connessione del lago di Garda con la valle dell'Adige durante le glaciazioni quaternarie, si nota che l'estensione delle vallate alpine a monte dei laghi è di almeno un centinaio di chilometri;

Lago	Superficie km ²	Perimetro km	lunghezza km	larghezza max km	Volume km ³	Quota m s.l.m.	Profondità max.	Profondità media	Quota min. fondo m s.l.m.
Orta	18	33,5	12,4	2	1,3	290	143	71	147
Maggiore	212	170	65	4,5	37,1	193	372	175	-179
Lugano	49	97	14	3	6,5	271	288	134	-17
Como	146	175	50	4,4	27	199	410	154	-211
Iseo	65	60	25	4,7	8	185	251	123	-66
Garda	370	180	52	17,5	50	65	346	136	-281



Quadro 1a

c) una forma, in pianta, stretta ed allungata, spesso un poco tortuosa fino ad apparire contorta, con una direzione preferenziale di allungamento NNE-SSO, ma pure con settori orientati N-S e NO-SE, sovente in relazione ad importanti lineamenti tettonici; la larghezza massima è inferiore a 1/3 della lunghezza nel lago di Garda, il più largo, mentre negli altri laghi è circa di 1/10; nel **quadro 1** sono raffigurati i laghi Maggiore, di Lugano e di Como, quasi interamente contenuti nel territorio prealpino, mentre nel **quadro 2** è rappresentato il lago di Garda, la cui estremità meridionale fuoriesce dalle



Quadro 2 - Carta regionale della Lombardia - Serie 250

Prealpi nella pianura e si espande in una forma più allargata, delimitata dalle colline moreniche, evidenziate dall'andamento arcuato dell'idrografia e della rete stradale;

d) una larghezza normalmente superiore alla larghezza delle valli a monte, salvo nei loro tratti immediatamente adiacenti ai laghi, chiaramente riconoscibili come riempimenti deltizi;

e) una visibilità longitudinale elevata, di almeno una decina di chilometri, sino ad un massimo di una cinquantina di chilometri nel lago di Garda;

f) una profondità elevata, con valori massimi maggiori di 140 m (lago d'Orta) sino a 410 m (lago di Como), ed una batimetria caratterizzata da sponde ripide e fondo piatto; nei quattro laghi più grandi il fondo è in larga misura al di sotto del livello del mare («criptodepressioni»).

I caratteri sopra riportati sono in gran parte comuni ai laghi vallivi di origine glaciale in altre catene montuose o in altre regioni modellate dal glacismo pleistocenico. Analogie morfologiche si notano anche nei fiordi, se si prescinde dallo sbocco in mare di questi ultimi.

Per altro indagini geofisiche svolte nell'ultimo trentennio hanno mostrato che le conche dei grandi laghi prealpini sono in gran parte colmate da sedimenti, con spessori di centinaia di metri, e che l'incisione del substrato roccioso raggiunge quote di 6-700 m sotto il livello del mare (**quadro 1a**). Le conche incise in roccia sono quindi profonde anche 4-500 m più dei fondali lacustri attuali e mostrano fianchi rocciosi in prosecuzione dei versanti

esposti che convergono in profondità in un fondovalle ristretto, che richiama quello delle valli d'erosione fluviale. È stata pertanto avanzata l'ipotesi (FINCKH, 1977; BINI *et alii*, 1978; FINCKH *et alii*, 1984) secondo cui non soltanto l'originale tracciato degli attuali laghi prealpini sia da attribuirsi ad una idrografia fluviale precedente le glaciazioni, ma anche l'approfondimento delle conche stesse incise nel substrato roccioso sia da attribuirsi alla fase fluviale erosiva prodottasi nel Messiniano (circa 5 milioni e mezzo di anni fa) in seguito all'essiccamento del Mediterraneo. Lungo i margini del Mediterraneo sono infatti note profonde valli incise ben al di sotto del livello del mare, successivamente colmate da sedimenti. Durante la trasgressione pliocenica, stando a questa ipotesi, le valli incise dai fiumi messiniani sarebbero state invase dal mare, divenendo profonde insenature simili alle *rias*. I ghiacciai pleistocenici si sarebbero limitati, quindi, a percorrere una strada già tracciata, ritoccandone solamente la morfologia nelle porzioni meno profonde, protette da riempimenti sedimentari. A queste vicende si sarebbero sovrapposti il sollevamento differenziale della catena alpina e la subsidenza della pianura padana, ancora in atto, talché la topografia e le quote attuali non possono ritenersi direttamente corrispondenti a quelle plioceniche e, prima ancora, tardomioceniche.

L'ultima espansione glaciale sarebbe comunque responsabile dello sbarramento morenico/fluvioglaciale a valle dei laghi, che avrebbe condizionato l'invaso e la quota dei suddetti, salvo successive modificazioni per erosione delle soglie. Pertanto i laghi prealpini appaiono il risultato di una lunga e complessa storia geologica e geomorfologica che affonda le sue radici in eventi remoti ed ha visto il concorso di diverse cause succedutesi nel modellamento delle conche che li ospitano.

Nel **quadro 3** è riportato il lago d'Iseo (Sebino), come appare nella carta I.G.M. in scala 1:50 000 a colori, con sfumo e con isobate. Come gli altri maggiori laghi prealpini, il lago d'Iseo è inserito al termine di una grande vallata alpina, la Val Camonica, percorsa e modellata dai ghiacciai pleistocenici, ed è delimitato a valle da un anfiteatro morenico oltreché dai rilievi collinari del margine alpino. I caratteri morfologici della conca in cui è ospitato il Sebino sono quindi quelli di un'ampia valle prealpina occupata più volte da un ghiacciaio vallivo che ha modificato la preesistente topografia fluviale con forme di erosione e, nel dettaglio, con forme di accumulo.

Tra le morfologie attribuibili all'erosione glaciale ci sono gli speroni e le valli laterali troncate. I primi sono crinali troncati, a diverse scale, da facce triangolari. Le seconde sono valli laterali il cui bacino si rastrema verso valle e nelle quali il corso d'acqua supera il tratto terminale, prima di giungere al lago, attraverso una stretta gola. Questi caratteri sono più evidenti lungo la sponda occidentale. Le forme di accumulo, morene o terrazzi fluvioglaciali, non sono direttamente leggibili alla scala della carta. La batimetria espressa dalle isobate può dare un'idea della morfologia della conca lacustre.

Si può anzitutto notare come il fondo della conca si



Quadro 3 - F. 78 - Breno; F. 98 - Bergamo; F. 99 - Iseo - Serie 50

Isola che separa la conca in due bacini. Quello settentrionale, dalla foce del fiume Oglio fin circa a Tavernola Bergamasca, mostra sponde laterali ripide quanto i versanti soprastanti (con una pendenza localmente superiore al 100%) che scendono fino ad una profondità di circa 200 m, ove ha inizio il fondo lacustre ampio e piano, che si approfondisce dolcemente per oltre 50 m. All'estremità settentrionale del lago si riconosce la piana deltizia costruita dall'Oglio e la sua prosecuzione nel pendio frontale sommerso che si estende, leggermente arcuato, per 200-250 m, con una pendenza di circa il 25%. Altrettanto evidenti sono il delta lacustre di Castro, generato dal fiume Borlezza, e quello regolare a settore di tronco di cono di Tavernola Bergamasca. Le isobate seguono la linea di costa, attenuandone le sinuosità, convesse verso il lago nei promontori e nei delta e con modeste concavità nelle insenature più marcate.

Il bacino meridionale, dal monte Isola a Sarnico, mostra fondali che risalgono gradualmente da -65 m a 135 m e poi si prolunga nel tratto terminale in bassi fondali da Predore a Sarnico. Le sponde sommerse occidentali sono ripide, mentre quelle orientali sono meno acclivi. Il settore del monte Isola costituisce quasi un blocco che interrompe e quasi in parte ostruisce il bacino principale. La grande isola e i due isolotti di Loreto e di San Paolo, rispettivamente a nord e a sud, sporgono da una sorta di platea sommersa, profonda un centinaio di metri e sospesa di oltre 150 m sull'antistante bacino centrale. Tra l'isola e la sponda orientale si individua una sorta di bacino secondario, la cui massima profondità, di oltre 100 m, è ubicata nei pressi di Sale Marasino. La sponda orientale prospiciente al monte Isola si inarca in un ampio bacino a semicerchio.

Tra Iseo e Clusane, ma anche nei pressi di Sarnico, il lago è delimitato da sponde basse e acquitrinose, con torbiere.

Il piccolo promontorio del Montecolo, che si eleva di un centinaio di metri sul livello del lago, può essere considerato un esempio di isoletta lacustre saldata alla riva da sedimentazione alluvionale.

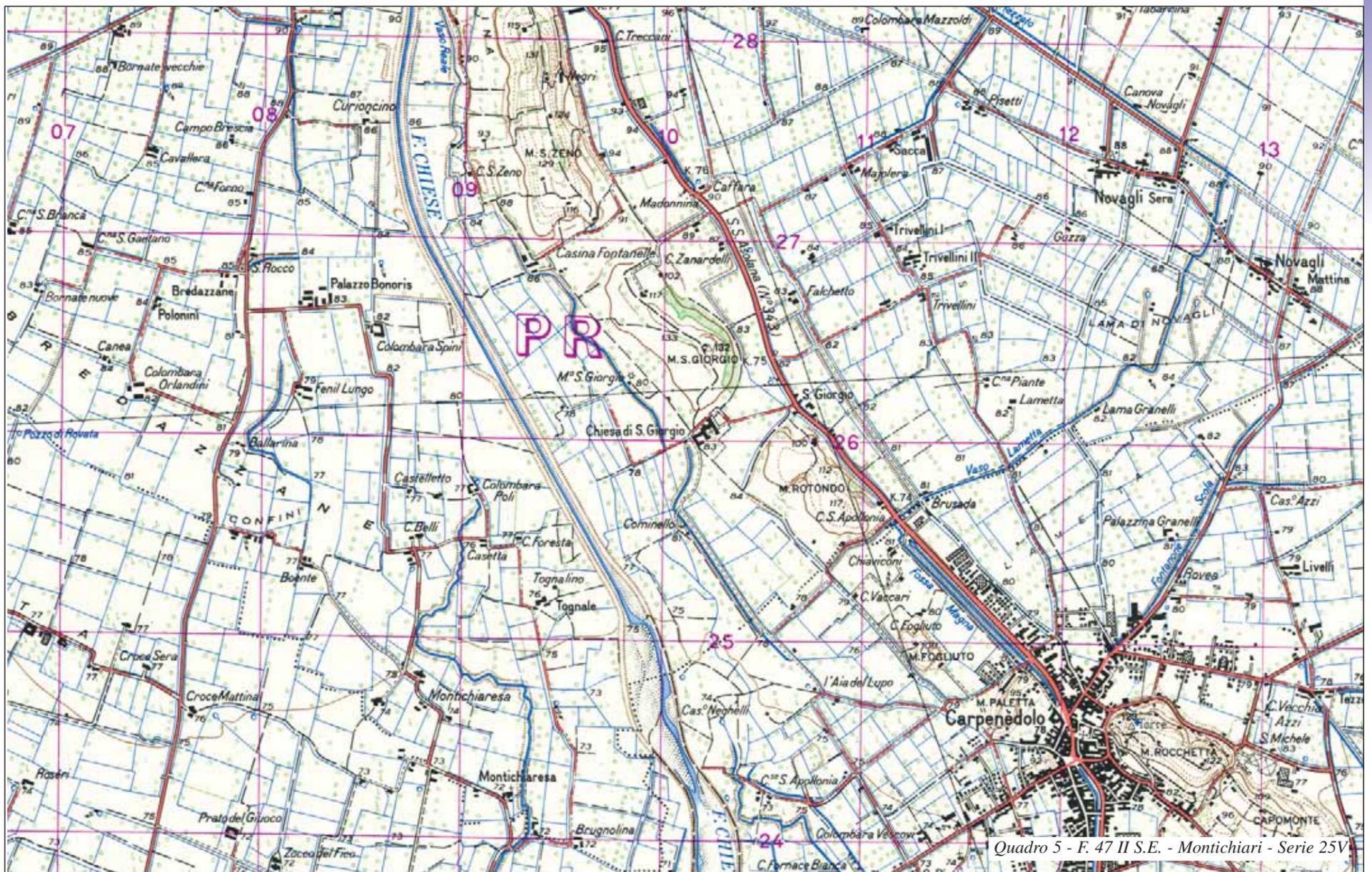
deprima dall'estremità settentrionale verso il centro del bacino, ove scende ad una quota inferiore a 65 m al di sotto del livello del mare, con un battente d'acqua di oltre 250 m, per poi risalire gradualmente a valle del monte

* Con la collaborazione di Simone Sironi

BIBLIOGRAFIA

BINI A., CITA M. B., GAETANI M., "Southern alpine lakes - Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment", *Marine Geology*, 27, 1978, pp. 271-288.
CITA M. B., GELATI R., GREGNANIN A., *Alpi e Prealpi Lombarde*, Roma, Società Geologica Italiana, 1990.

FINCKH P. G., "Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? - Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern Alpine lakes", *Marine Geology*, 27, 1978, pp. 289-302.
FINCKH P. G., KERRY K., LAMBERT A., "Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes", *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1984, pp. 111-128.

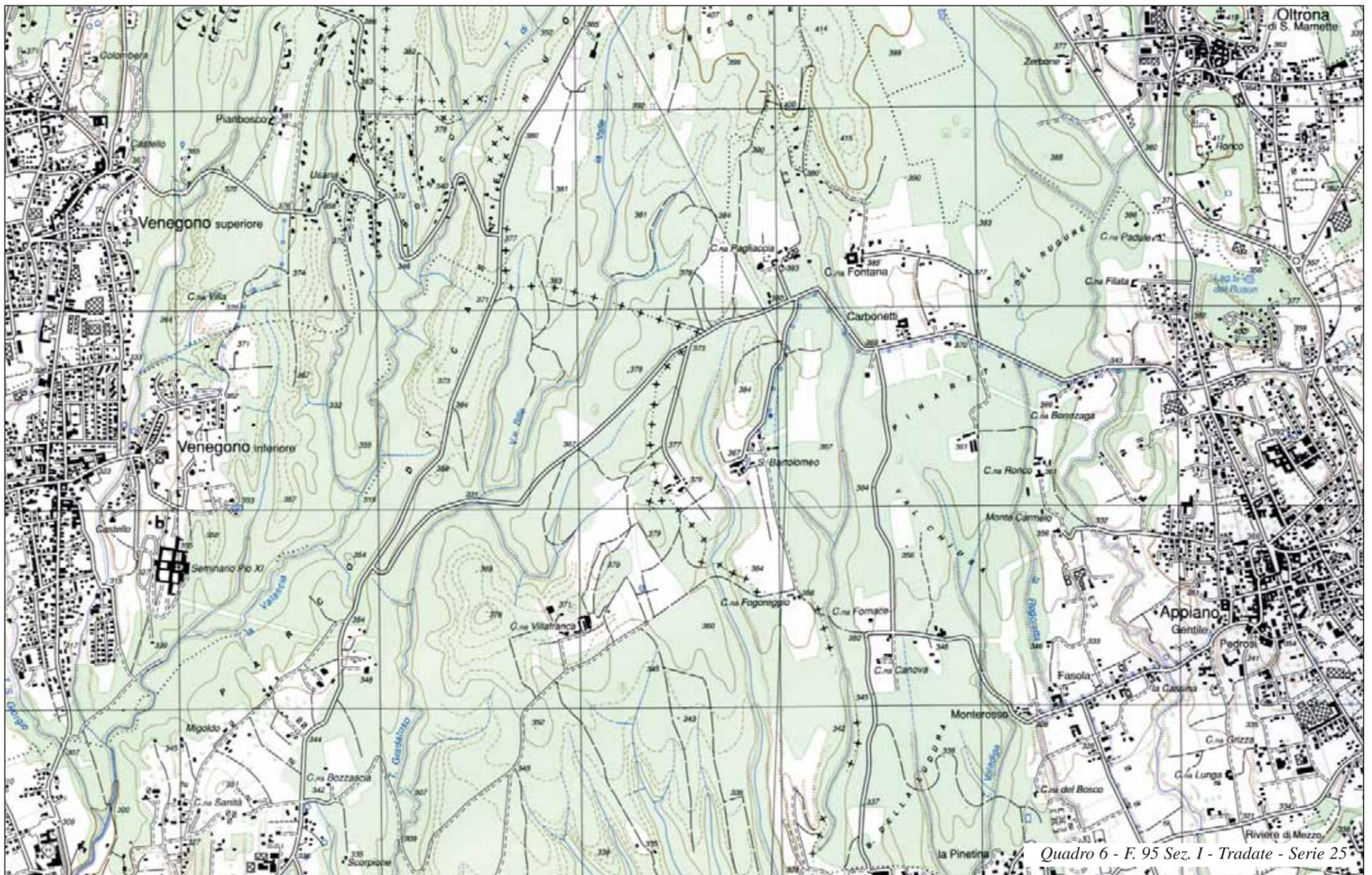


le acque glaciali. All'esterno si osservano vari dossi allungati meno evidenti, perchè più antichi, semiannegati dai depositi di polveri trasportate dal vento (*loess*). All'interno si nota la struttura «a gradonata» con varie morene più recenti; quella dell'ultima glaciazione limita verso sud le torbiere di Provaglio e passa per Timoline e C. Baluardo. Erano presenti molti laghi proglaciali testimoniati dalle piane orizzontali e dalla presenza di numerose cave e fornci che utilizzavano i depositi lacustri. Al centro dell'anfiteatro la valle del Longherone rappresenta il tracciato del torrente glaciale principale che ha

mantenuto la stessa posizione in tutte le glaciazioni a partire da quella cui corrisponde la morena di Monterotondo.

Nel **quadro 1** è riportato un tratto dell'anfiteatro Tilaventino. Si osserva l'andamento semicircolare delle morene e la presenza di numerosi laghi intermorenici ora prosciugati naturalmente o per bonifica.

* Con la collaborazione di Luisa Zuccoli



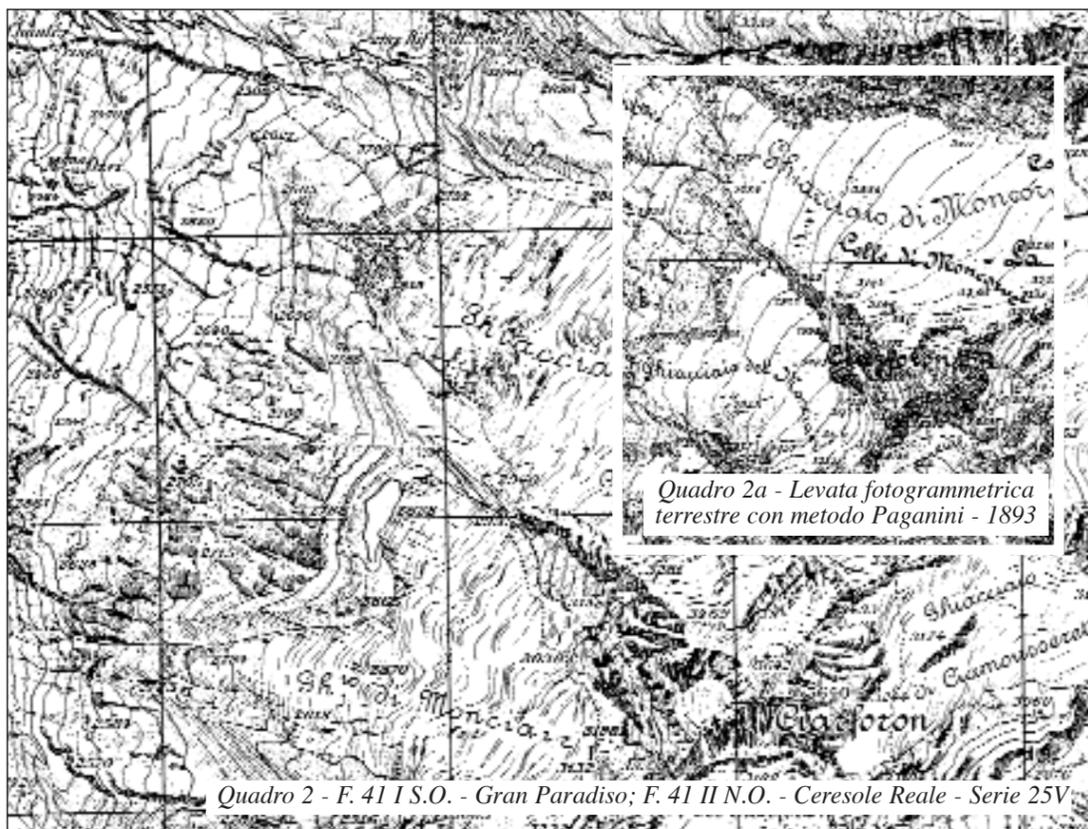
43. Laghi glaciali

MANUELA PELFINI

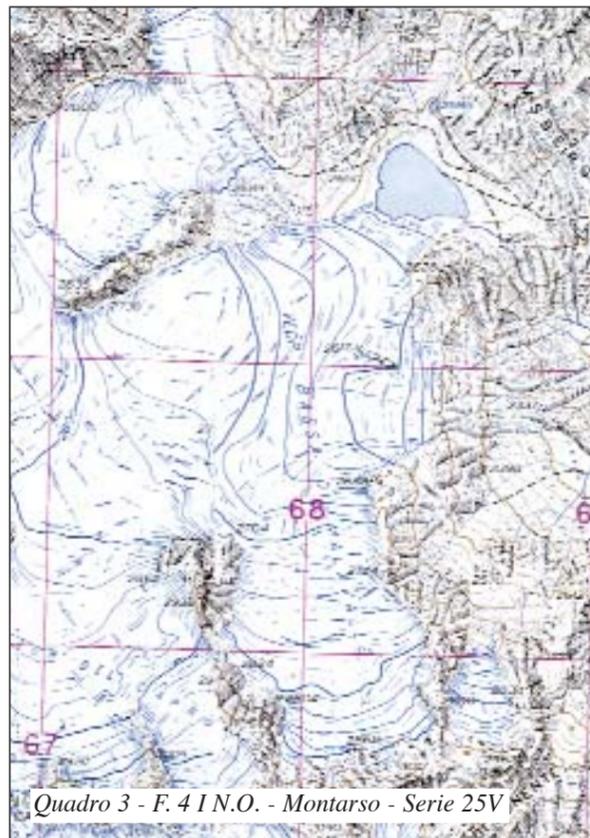
Università degli Studi di Milano



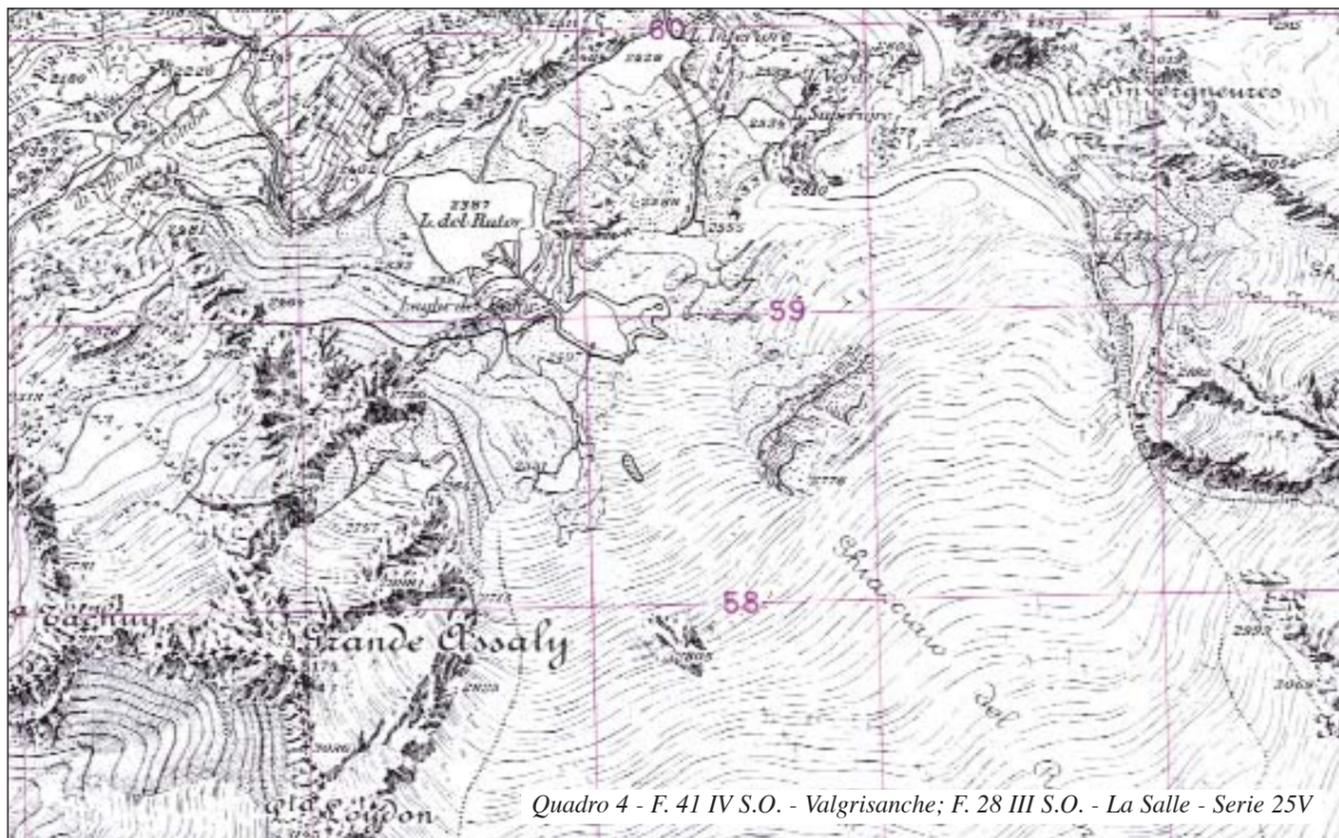
Quadro 1 - F. 27 II S.E. - La Thuile - Serie 25V



Quadro 2 - F. 41 I S.O. - Gran Paradiso; F. 41 II N.O. - Ceresole Reale - Serie 25V



Quadro 3 - F. 41 N.O. - Montarso - Serie 25V



Quadro 4 - F. 41 IV S.O. - Valgrisanche; F. 28 III S.O. - La Salle - Serie 25V

I ghiacciai rappresentano l'agente del modellamento che ha lasciato l'impronta più significativa nel paesaggio alpino ed in parte in quello appenninico, con tracce sempre più fresche mano a mano che ci si addentra verso le testate vallive e si sale di quota. Ripetute fasi di avanzata e di ritiro glaciale hanno dato origine ad un paesaggio molto articolato, costituito da forme di deposito (morene) e da forme di erosione. Ne deriva una topografia caratterizzata da numerose conche e depressioni entro le quali si raccolgono le acque di fusione glaciale, nivale e meteoriche. Le dimensioni dei laghi connessi al glacialismo e la loro persistenza sono molto variabili in quanto la loro vita oscilla tra l'ordine delle settimane e quello delle migliaia di anni. Tale tipologia di laghi può oggi essere osservata sia in ambienti strettamente glaciali, cioè in aree con copertura continua di ghiaccio, sia in ambienti periglaciali, cioè in aree non coperte da ghiaccio o con copertura discontinua, ma sotto l'influenza del regime di gelo, sia infine in ambienti a quote inferiori, ormai dominati da processi di tipo gravitativo e/o fluviale, che conservano evidenti le tracce del glacialismo. Per i grandi laghi vallivi del distretto subalpino italiano si rimanda alla tavola 42. «Laghi prealpini». Varie sono le classificazioni esistenti relative ai laghi di origine glaciale; le più diffuse prendono in considerazione la loro ubicazione topografica in rapporto all'agente di sbarramento. La suddivisione qui presentata si basa sulle più recenti classificazioni

proposte in letteratura e si riferisce esclusivamente ai casi che possono essere evinti dalla cartografia ufficiale italiana. Alcune delle situazioni rappresentate in carta possono oggi non essere più presenti per l'evoluzione del territorio, dovuta principalmente al recente drastico ritiro dei ghiacciai.

I laghi connessi al glacialismo si possono dividere in laghi glaciali (epiglaciali, endoglaciali, subglaciali, marginali), laghi di sbarramento glaciale (di sbarramento del versante, di sbarramento di una valle laterale, da confluenza di ghiacciai), laghi proglaciali (di sbarramento morenico, intermorenici, sbarrati da depositi connessi all'attività glaciale, di *kettle*, tra «rocce montonate», in conche di sovraescavazione, di circo) e laghi artificiali (laghi serbatoio).

I laghi glaciali *stricto sensu* possono occupare conche sul ghiacciaio, oppure trovarsi a contatto con il ghiacciaio stesso o anche possono essere ubicati tra la base del ghiacciaio ed il substrato. L'acqua, infatti, si può accumulare in bacini sopraglaciali, endoglaciali o subglaciali o ancora in laghi marginali, sbarrati da ghiaccio, se il deflusso viene impedito da una barriera. L'accumulo può essere controllato sia dal ghiacciaio sia dalla topografia locale, in accordo con le caratteristiche del drenaggio. I corpi d'acqua di contatto glaciale (ad esempio i laghi generati dallo sbarramento di una valle per avanzata di una lingua glaciale) sono forme temporanee che si espandono e si contraggono in risposta alle fluttuazioni glaciali a medio-lungo termine (decine-migliaia di

anni); in altri laghi glaciali s. s. (es. laghi epiglaciali) l'acqua si raccoglie e viene rilasciata in maniera relativamente rapida (settimane-anni), in risposta alla dinamica glaciale. Questi laghi possono essere anche soggetti a svuotamenti improvvisi, dovuti allo sfondamento dell'argine naturale o all'apertura di crepacci utilizzati dall'acqua come via di fuga.

I laghi glaciali s.s. comprendono in primo luogo i laghi epiglaciali. Questi laghi possono essere facilmente osservati nei settori meno ripidi dei ghiacciai durante la stagione estiva e possono occupare depressioni da fusione, depressioni termocarsiche, porzioni allargate di canali sopraglaciali, crepacci poco profondi. La maggior parte dei laghi epiglaciali è raramente rappresentata sulle carte, proprio perché effimeri. Uno dei pochi casi osservabili è visibile nel **quadro 1** sul ghiacciaio di Chavannes, a circa 2700 m di quota. Si tratta di un modestissimo specchio d'acqua presente sulla tavoletta aggiornata nel 1970.

Nella tipologia dei laghi glaciali in senso stretto sono compresi anche i laghi endoglaciali ed i laghi subglaciali i quali, non essendo direttamente visibili, non possono ovviamente essere rappresentati in carta.

Laghi glaciali s.s. si possono formare anche quando una barriera in roccia o in detrito (argine morenico) impedisce alle acque di fusione di scorrere liberamente. Laghi con queste caratteristiche si formano nel momento in cui il ghiacciaio inizia a ritirarsi lasciando libera una depressione tra argine morenico e fronte glaciale; vengono definiti laghi marginoglaciali. Un esempio di questo tipo è rappresentato nel **quadro 2**, a quota 2828, a contatto con la fronte del lobo settentrionale del ghiacciaio di Monciair, rilevata nel 1931. A valle il lago è sostenuto da un argine morenico frontale continuo, documentato dall'andamento dell'isoipsa 2825 ed evidenziato da un doppio allineamento di punti che ne seguono la cresta. Nel **quadro 2a** si può evincere l'assenza del lago, il quale risulta pertanto essersi formato tra il 1893 e gli anni trenta del secolo scorso. Un altro caso è visibile nel **quadro 3**, a contatto con la vedretta Bassa di Malavalle, nel gruppo dello Stubai (Alto Adige). In questo caso lo sbarramento è evidenziato da un breve dosso allungato, messo in evidenza dall'andamento dell'isoipsa ripiegata su se stessa. L'assenza di copertura detritica permette di ipotizzare uno sbarramento in roccia. Il **quadro 4** riporta diversi laghi connessi alla dinamica dei ghiacciai del Rutor e Des Usellettes. Le carte relative, aggiornate nel 1970, mostrano un piccolo bacino a contatto con il margine della fronte del ghiacciaio del Rutor, a quota 2497, che drena le sue acque nel lago omonimo. L'ampia area è caratterizzata dalla presenza di numerosi piccoli laghetti, formati mano a mano che il ghiacciaio si andava ritirando, lasciando libere contropendenze e soglie rocciose trasversali al flusso. Il ghiacciaio del Rutor, nelle sue fasi di maggiore estensione, ha provocato lo sbarramento di un lago che poteva svuotarsi molto rapidamente con danni nella valle di La Thuile: una dozzina furono gli svuotamenti verificatisi tra il XVI e il XIX secolo (l'ultimo nel 1864), con episodi precedenti a partire dal XIII secolo.

La relativamente rapida evoluzione del territorio di alta montagna è ben visibile nei **quadri 5 e 6**. Nel **quadro 5** è rappresentato il ghiacciaio di Lares, nel gruppo dell'Adamello, riprodotto sulla base dei rilievi austriaci del 1907 e 1908 (aggiornamenti nel 1925 e 1931), con fronte relativamente rigonfia, bilobata terminante a quota 2550 m circa (lobo destro). Il **quadro 6**, ricavato da riprese aeree del 1983, mostra invece l'esistenza di un lago marginoglaciale, il lago di Lares, a 2650 m di quota. Questo lago ha iniziato a formarsi tra il 1948 e il 1950 occupando l'area di sovraescavazione, lasciata libera dal ghiacciaio in arretramento, sbarrata a valle da una contropendenza e dalla morena frontale; la sua sponda a monte, visibile in carta, è costituita dalla massa glaciale in ritiro.

Quando il ghiaccio glaciale forma una barriera al drenaggio locale o regionale, l'acqua si può accumulare nei cosiddetti laghi di sbarramento glaciale. Questi laghi sono spesso piccoli, a volte inferiori a 1 km², ma possono anche coprire migliaia di km². La loro esistenza e permanenza è strettamente legata alla storia glaciale. In ambienti montuosi questo tipo di laghi si può generare in tre situazioni tipiche: su fianchi vallivi liberi da ghiaccio ed ostruiti da un ghiacciaio ubicato nella valle principale; là dove i ghiacciai principali hanno bloccato il drenaggio di quelli laterali; alla giunzione di due ghiacciai vallivi.

Nel **quadro 7** è la toponomastica a permettere l'identificazione di un lago di sbarramento glaciale ormai estinto: il lago dei Detriti a valle della Vedretta Lunga, a quota 2456 m, in val Martello. L'ex lago si è formato per raccolta delle acque di fusione glaciale della vedretta Lunga, il cui drenaggio è stato ostruito dall'avanzata della lingua della vedretta del Cevedale, durante la Piccola Età Glaciale. Nella tavoletta rappresentata, aggiornata nel 1970, l'andamento «chiuso» dell'isoipsa 2475 permette di identificarne la posizione. Lo schema a margine è tratto da CASATI e PACE (1991).

Vengono definiti laghi proglaciali quelli ubicati tra la fronte del ghiacciaio ed alti topografici. Anche questi possono essere suddivisi in varie tipologie. Nei laghi di sbarramento morenico lo sbarramento è dovuto all'esistenza di morene edificate da un ghiacciaio, che impediscono il normale scorrimento delle acque torrentizie. L'ubicazione di questo tipo di laghi può essere variabile: possono essere sorretti dalla morena terminale; possono impostarsi tra morene più giovani che si innestano a quella terminale (more-

ne recessionali) o sono state deposte durante fasi di minori riavanzate o in fasi di stasi del ghiacciaio. Altri laghi si possono impostare in posizione laterale o laterofrontale rispetto al ghiacciaio; questi ultimi sono molto comuni nelle aree proglaciali. Anche i laghi di sbarramento morenico possono svuotarsi improvvisamente, qualora la morena venga incisa o crolli. Quelli di formazione più recente possono essere sbarrati anche da morene a nucleo di ghiaccio, le quali possono collassare per fusione del ghiaccio stesso. L'evoluzione di un bellissimo esempio di lago di sbarramento morenico è rappresentata dal lago delle Locce, nel gruppo del monte Rosa, visibile nei **quadri 8, 9 e 10**. Infatti nella *Carta topografica d'Italia alla scala 1:50 000*, rilevata nel 1884 (**quadro 8**) è possibile notare come un lobo del ghiacciaio, in posizione laterale destra, occupi la futura depressione del lago delle Locce, terminando a quota 2550 m circa; nella tavoletta rilevata nel 1934 (**quadro 9**) il lobo destro del ghiacciaio appare decisamente arretrato e lascia scoperta un'ampia depressione cosparsa da detriti. Infine il **quadro 10**, carta aggiornata nel 1970, mette in evidenza il lago, impostato a quota 2209 m, sorretto dall'arco morenico frontale completo, deposto all'acme della Piccola Età Glaciale. Anche il lago delle Locce è soggetto ad instabilità; si è infatti parzialmente svuotato negli anni 1916, 1978 e 1979 in seguito ad una rotta glaciale del ghiacciaio delle Locce che ne ha provocato la tracimazione. Un esempio di piccolo lago, sempre di sbarramento morenico, formatosi tra il versante e la morena laterale destra più esterna deposta nella prima metà del 1800 dal ghiacciaio dei Forni, nel gruppo Ortles-Cevedale, è il lago di Rosole, visibile nella tavola 36. «Ghiacciai vallivi alpini». Di origine più antica è il lago Palù, nel gruppo del Bernina, visibile nel **quadro 11**, occupante una conca sorretta da argini morenici di aspetto decisamente più smussato, risalenti a fasi stadiali tardiglaciali. Nel **quadro 12** si osserva un bell'esempio di laghi ubicati in un «circo glaciale», separati da cordoni morenici: si tratta dei laghi superiore ed inferiore di Fusine. Impostati su substrato calcareo, questi laghi del Tarvisiano presentano un sistema di alimentazione in parte sotterraneo. Ciò è intuibile anche dalla rappresentazione cartografica che non riporta un evidente tracciato superficiale, lasciando sottintendere la presenza di rocce carbonatiche. Altri esempi sono rappresentati dal lago San Giuliano (a quota 1938 m) e dal lago Garzonè (a quota 1942 m), ubicati in una valle laterale della Val Genova (gruppo dell'Adamello-Presanella), visibili nel **quadro 13**, alla scala 1:10 000. Il ghiacciaio che occupava la valle ha sovraescavato il substrato dando origine ad un primo unico bacino; questo è stato successivamente suddiviso in due dalla deposizione di un arco morenico frontale.

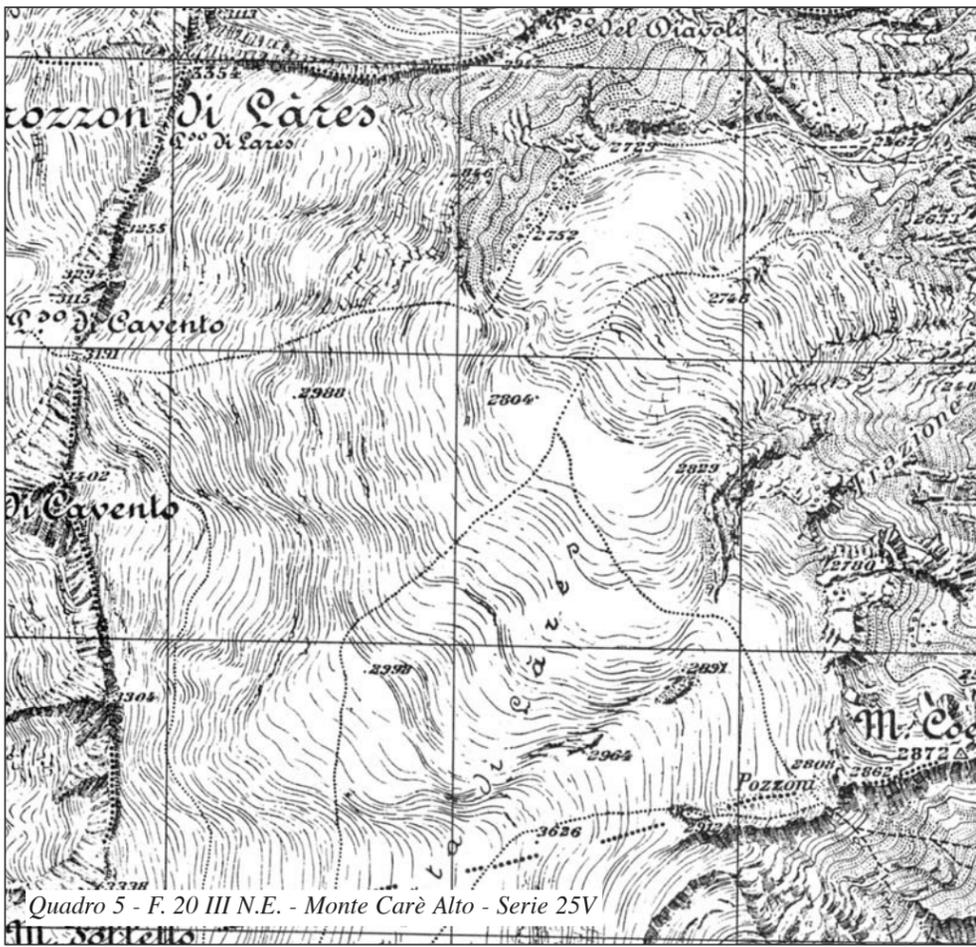
Vengono definiti laghi intermorenici quei laghi in genere compresi tra morene che nel loro complesso disegnano forme collinose, a volte anche senza un disegno regolare. Gli esempi classici sono riportati nelle precedenti edizioni dell'Atlante, cui si rimanda. Qui viene rappresentato, a titolo di esempio, il **quadro 14** mostrante il lago d'Alice (provincia di Torino), residuo di un più vasto lago, la cui passata esistenza è comprovata dalla piana a sud del paese di Alice superiore. Ulteriori esempi sono osservabili nella tavola 41. «Anfiteatri morenici». Laghi di sbarramento di origine glaciale possono infine essere sorretti anche da depositi in qualche modo correlati all'attività glaciale (laghi di sbarramento da parte di depositi connessi all'attività glaciale).

Durante le fasi di ritiro glaciale, blocchi o masse di ghiaccio anche di notevoli dimensioni possono perdere l'alimentazione glaciale, rimanere isolati e sepolti sotto copertura detritica. La loro fusione lascia depressioni che vengono riempite dall'acqua di fusione glaciale. Tali corpi idrici vengono definiti laghi in conche dovute a fusione da «ghiaccio morto» (*kettle holes*).

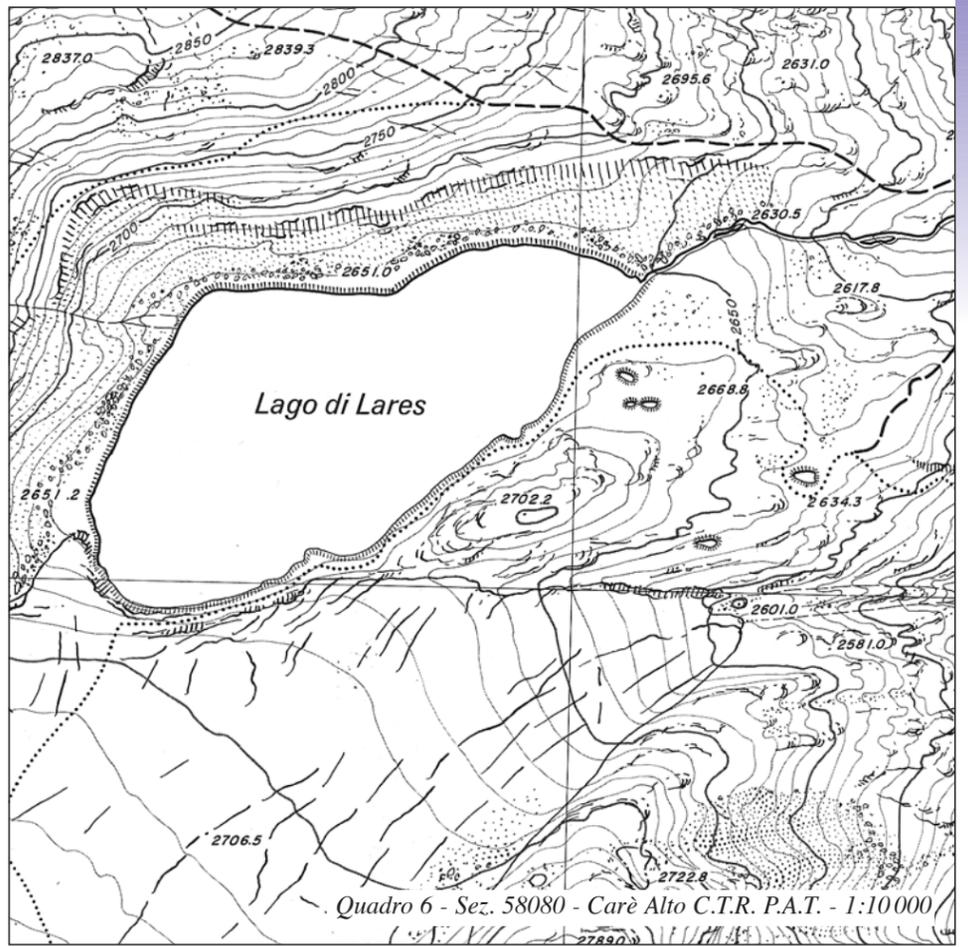
Il ritiro dei ghiacciai lascia anche in evidenza numerose depressioni generate da erosione e sovraescavazione glaciale, all'interno delle quali si può raccogliere l'acqua. Questi laghi sono impostati su roccia in posto (a luoghi rivestita da depositi glaciali) e pertanto tendono ad essere più stabili dei laghi di contatto glaciale. Le loro dimensioni rispecchiano le dimensioni delle forme di erosione glaciale su cui si impostano, a partire da quelle di scala media come le «rocce montonate» (laghi compresi tra rocce montonate e laghi in conche di sovraescavazione glaciale), fino a forme di dimensioni maggiori come i «circhi glaciali», i «truogoli vallivi» ed i «laghi di circo», o ancora vasti territori caratterizzati da un assemblaggio tipico di forme che registrano il disegno regionale della glaciazione.

I laghi in conche tra «rocce montonate» sono ubicati in depressioni che riflettono l'interazione tra geologia, topografia e reticolo di drenaggio del ghiaccio e delle acque. Le depressioni assumono infatti dimensioni e caratteristiche differenti in funzione della capacità erosiva del ghiacciaio e del substrato su cui si impostano. Un tipico esempio di laghi in conche tra «rocce montonate» è rappresentato nel **quadro 15** dove sono raffigurati i cosiddetti «Bei Laghetti», una moltitudine di minuscoli specchi d'acqua che occupano una serie di modeste depressioni in roccia, modellate dal ghiacciaio. In altre situazioni i laghi possono essere ospitati all'interno di docce subglaciali (laghi di doccia subglaciale); questi, però, nel contesto del glacialismo alpino risultano di difficile lettura sulla cartografia per le loro ridotte dimensioni.

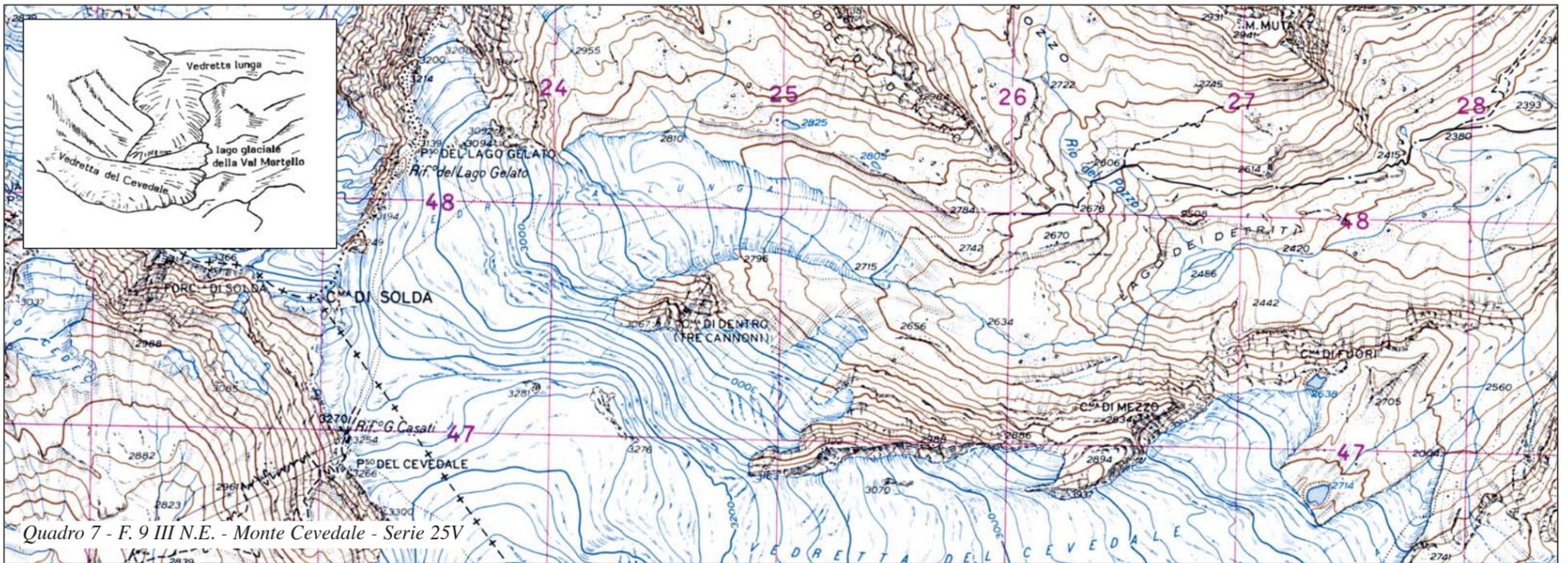
I «laghi di circo» rappresentano la tipologia più comune dei laghi alpini; occupano i «circhi glaciali», caratteristiche conche regolari ad anfiteatro, defi-



Quadro 5 - F. 20 III N.E. - Monte Carè Alto - Serie 25V



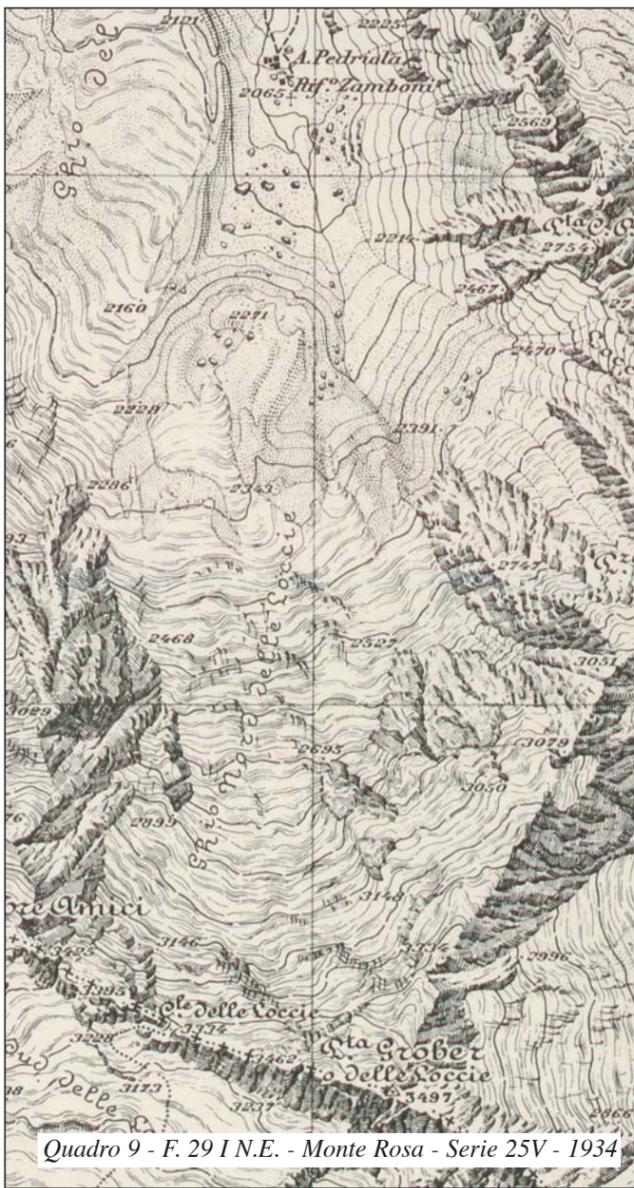
Quadro 6 - Sez. 58080 - Carè Alto C.T.R. P.A.T. - 1:10 000



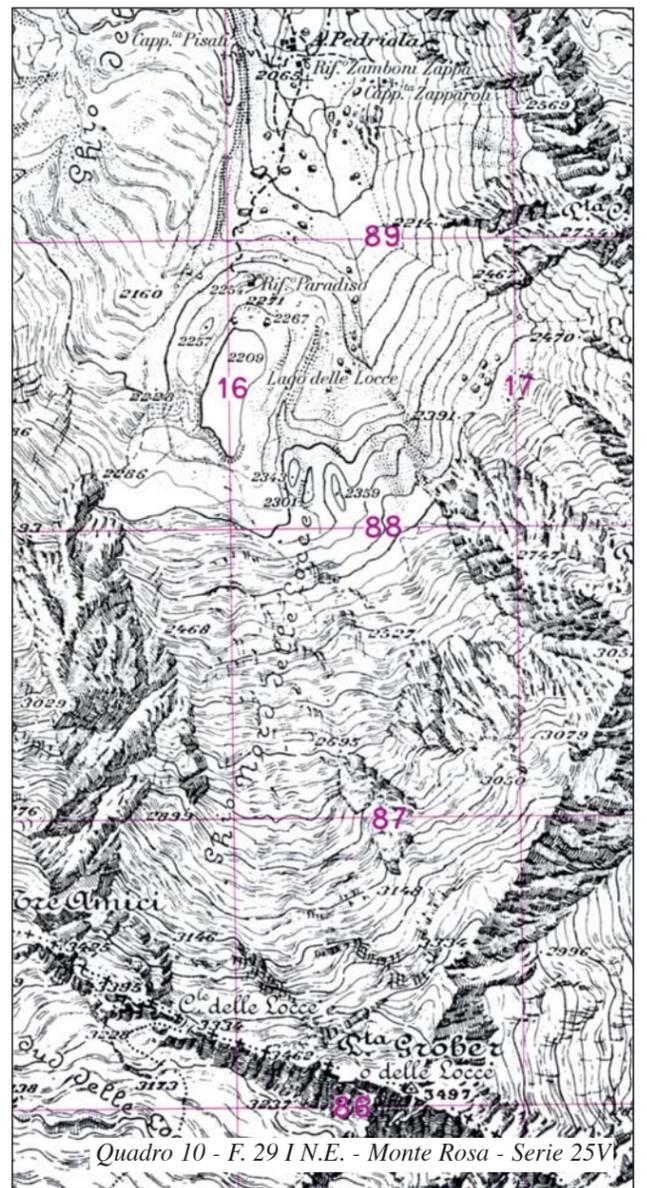
Quadro 7 - F. 9 III N.E. - Monte Cevedale - Serie 25V



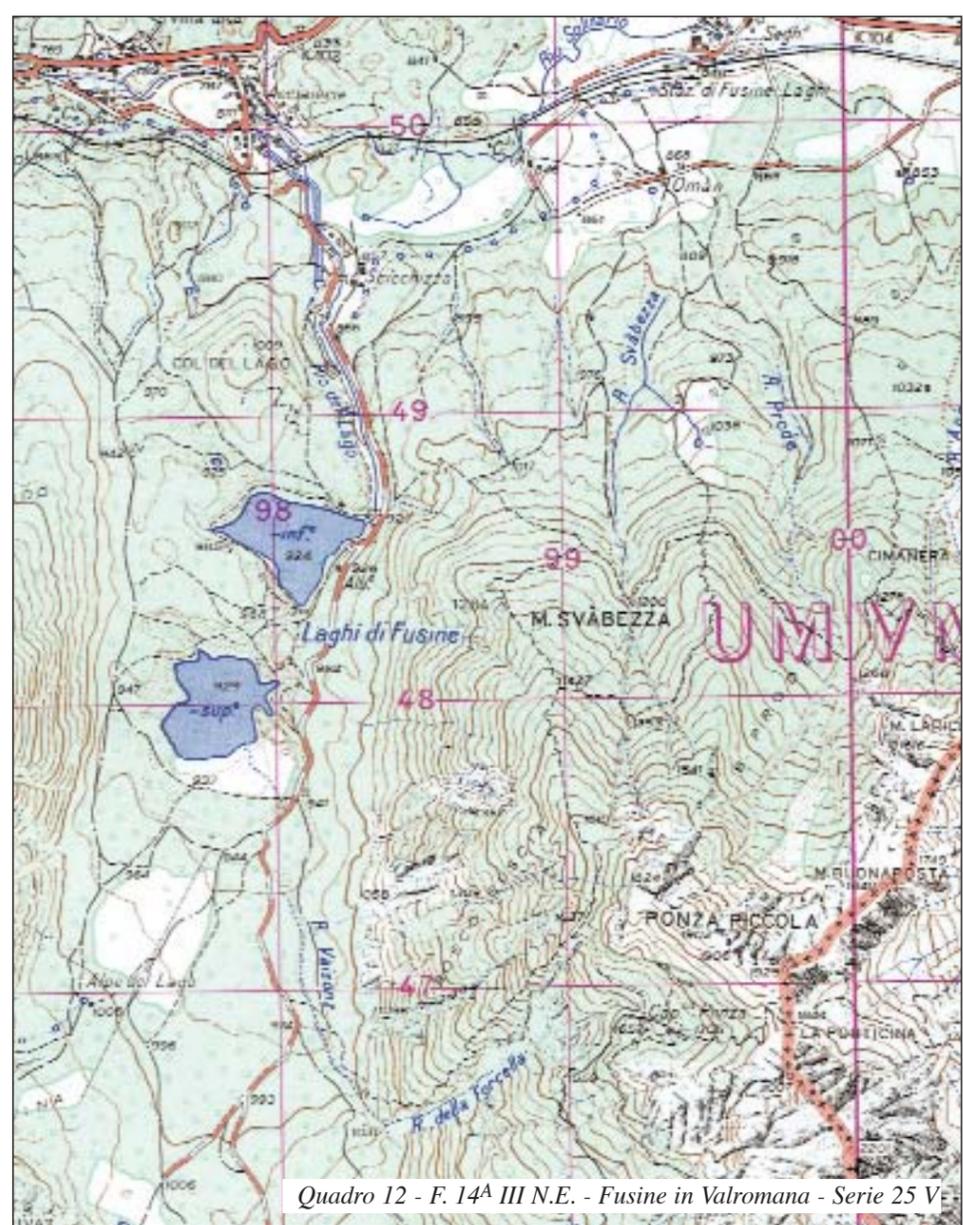
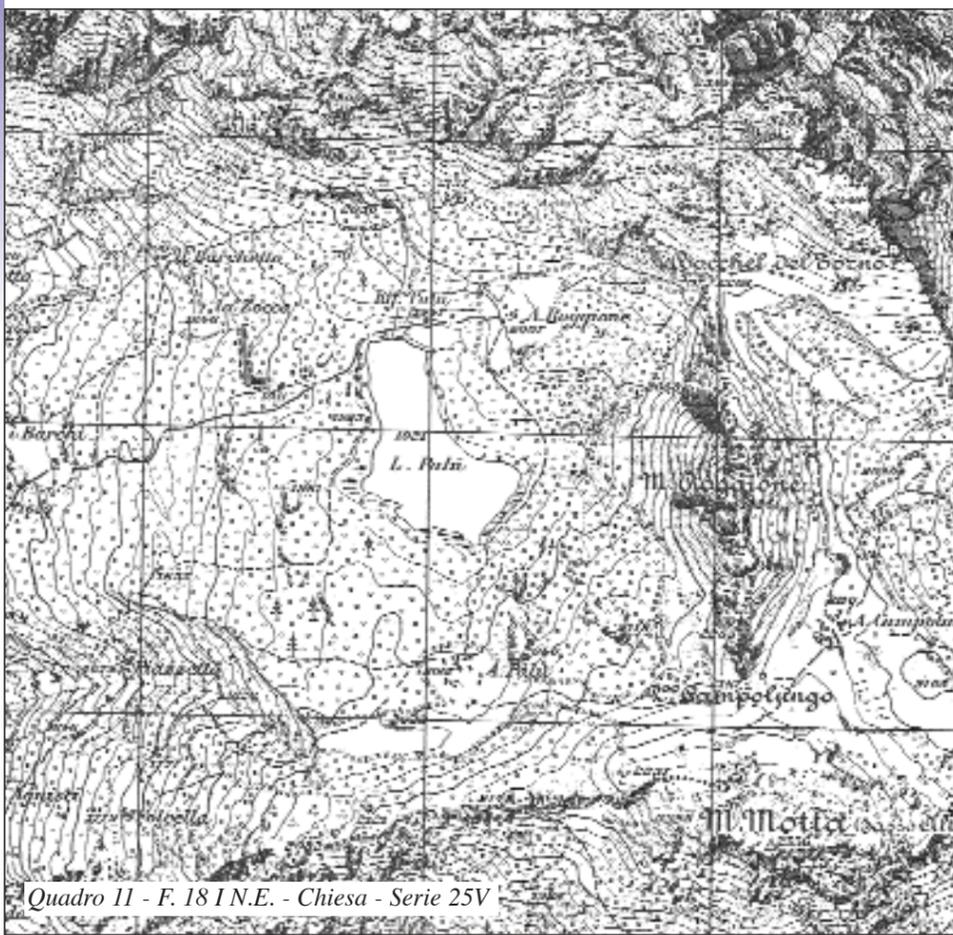
Quadro 8 - F. 29 - Monte Rosa - Serie 50V - 1884



Quadro 9 - F. 29 I N.E. - Monte Rosa - Serie 25V - 1934



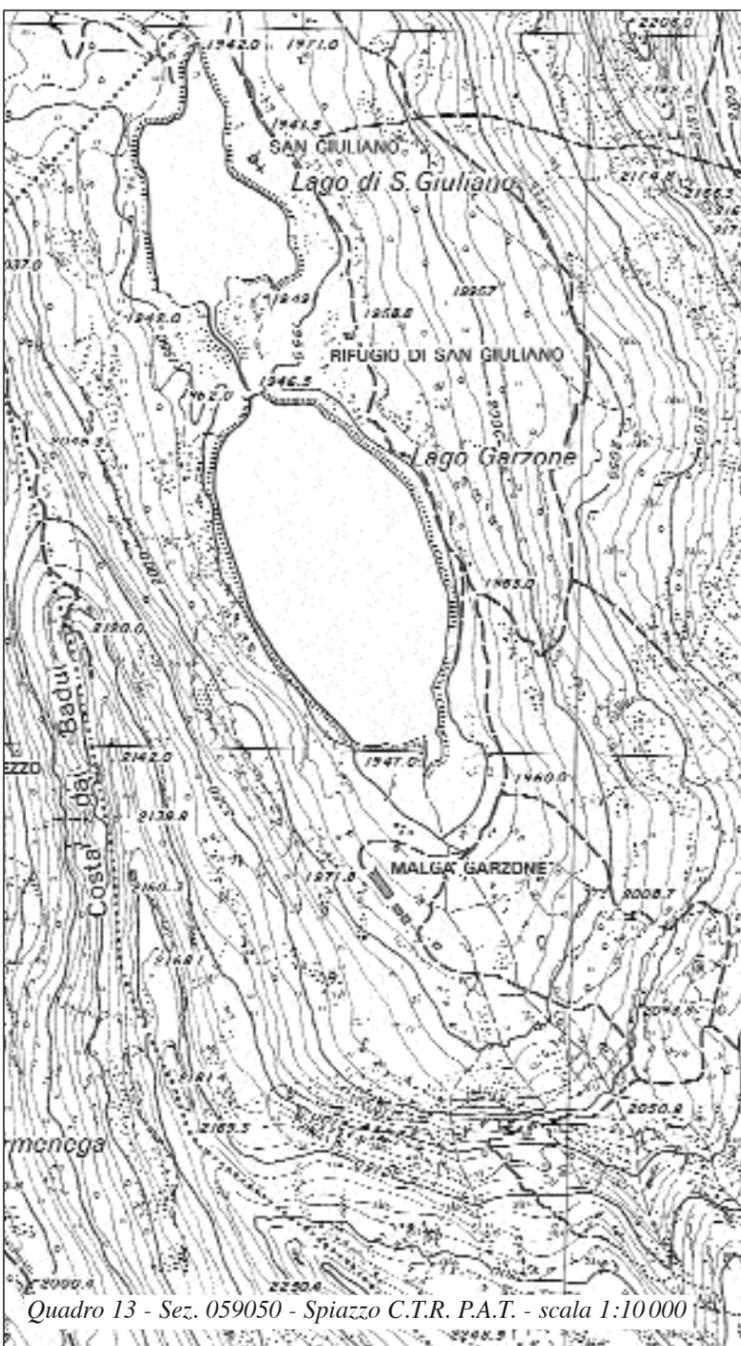
Quadro 10 - F. 29 I N.E. - Monte Rosa - Serie 25V

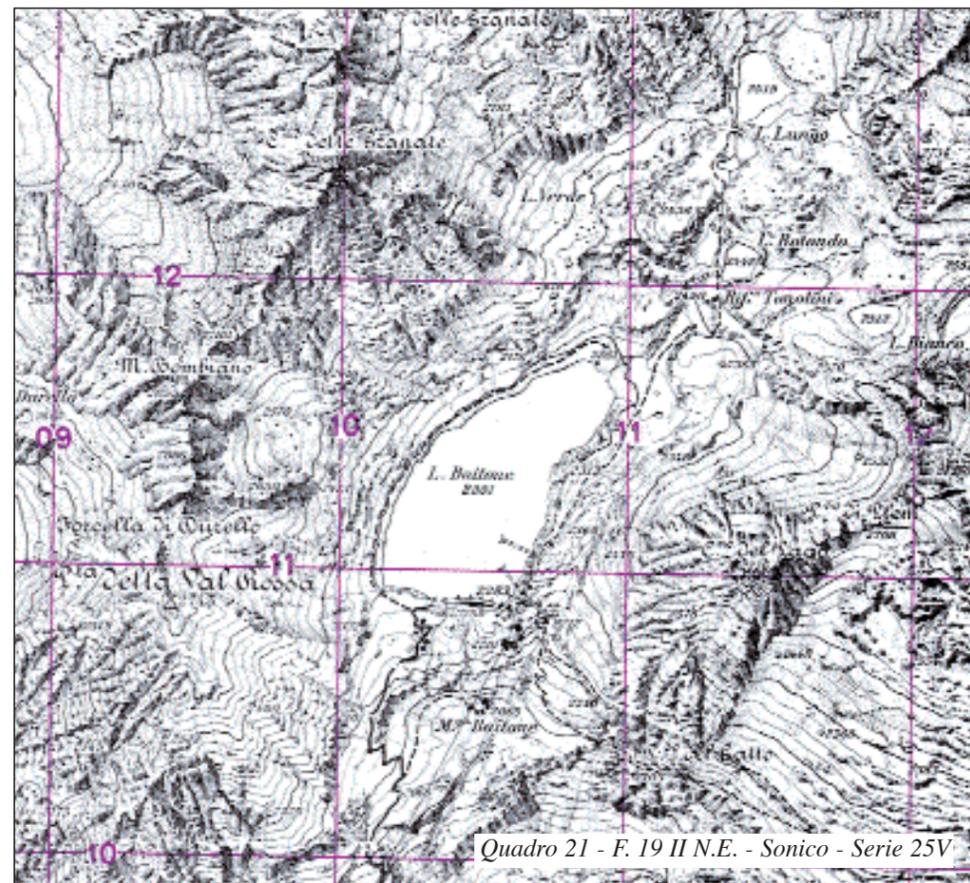
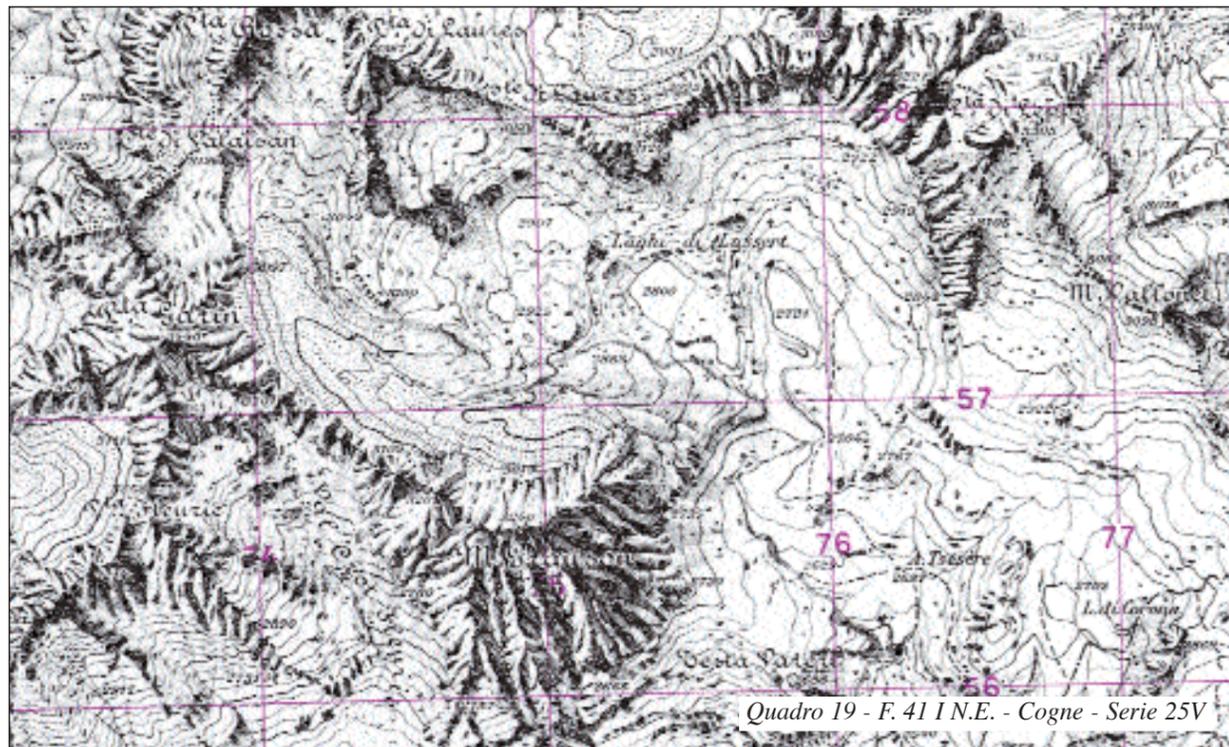
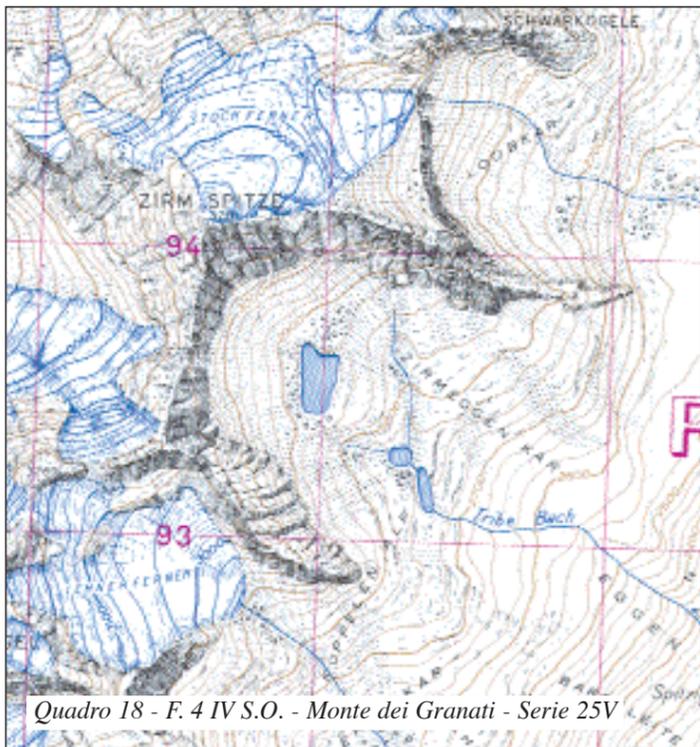
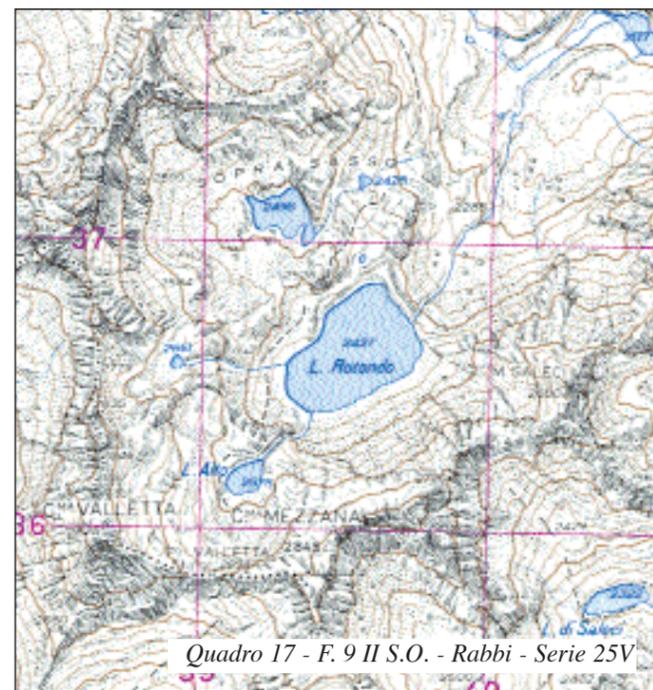
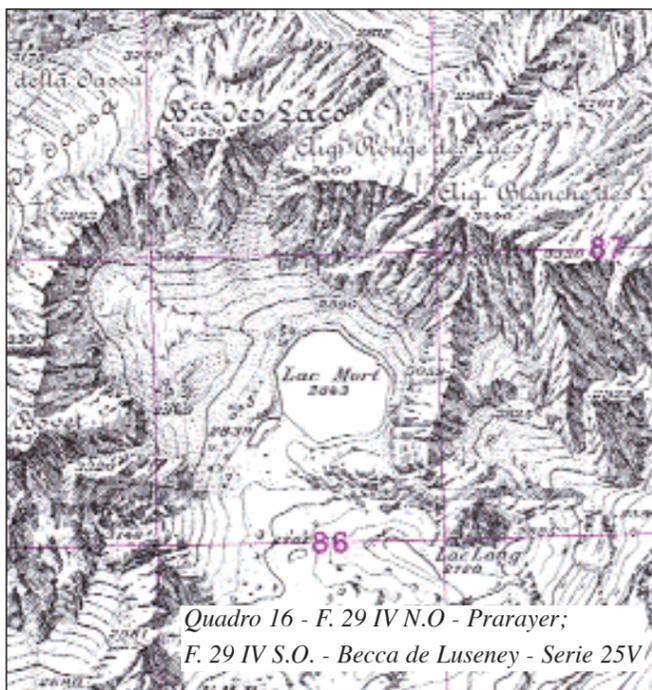
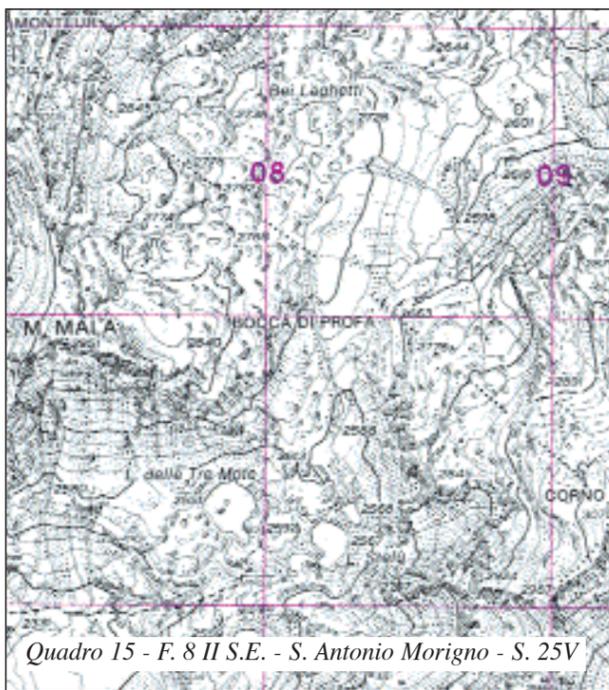


niti come depressioni non profonde, aperte verso valle, ma delimitate a monte da una cresta con pendii ripidi, arcuata in pianta intorno ad un pendio più dolce. Verso valle sono delimitati da una contropendenza in roccia (soglia) che spesso sostiene il lago. Questa è spesso coperta da un cordone morenico; il lago pertanto può essere considerato sia di escavazione glaciale, sia di sbarramento morenico. I laghi occupanti il fondo dei «circhi glaciali» presentano generalmente contorno circolare o ellittico e sono relativamente profondi in rapporto alla loro estensione. Raramente il «lago di circo» è isolato; molte volte infatti si ritrovano più laghi, caratterizzati dalla stessa morfologia e dalla medesima genesi, disposti a quote diverse lungo l'asse vallivo. La presenza di gradini di valle fa sì che questi laghi siano collegati tra loro mediante cascate e forre. Nella tavola sono presentate situazioni diverse: nel **quadro 16** è rappresentato il lac Mort, un laghetto di circo sostenuto da una soglia coperta da detrito glaciale presente in val Pelline, a quota 2843 m; nel **quadro 17** è osservabile un lago di circo interamente sostenuto da una soglia in roccia: si tratta

del lago Rotondo, in val di Rabbi; infine, nel **quadro 18**, il laghetto di circo senza nome rappresentato tra le quote 2850 e 2900 a S del Zirm Spitze, presenta una soglia coperta da morena. Un bell'esempio di circhi a gradinata è rappresentato dai laghi di Lussert (val di Cogne), visibili nel **quadro 19**; si tratta di una serie di quattro laghetti impostati rispettivamente tra quota 2721 e quota 2925, intercalati dalle tipiche soglie in roccia.

Molti laghi di origine glaciale ubicati ad alta quota (anche se estinti) sono





stati riutilizzati per la costruzione di bacini artificiali talora innalzando la loro soglia con sbarramenti artificiali o ampliandone la conca mediante asportazione degli stessi depositi lacustri (laghi artificiali in conche di sovraescavazione).

Un bell'esempio è rappresentato dal lago Baitone, osservabile nei **quadri 20 e 21**. Questo lago è ben visibile nella carta del 1885, dove è quotato 2247

(**quadro 20**). Nella carta più recente (aggiornata nel 1971), riportata nel **quadro 21**, il lago appare di dimensioni decisamente maggiori, per innalzamento artificiale della soglia, ed è quotato 2281 m. Più a monte sono presenti alcuni laghetti di circo disposti a gradinata: il lago Rotondo ed il lago Lungo. Altri laghetti impostati in depressioni di origine glaciale sono il lago Bianco, ubicato a quota più elevata, ma più a est, ed il lago Verde, a nord del lago Baitone.

BIBLIOGRAFIA

CASATI P., PACE F., *Scienze della Terra. L'atmosfera, l'acqua, i climi, i suoli*, Milano, Clup, 1991.
 BRDZIKOWSKI K., VAN LOON A. J., *Glacigenic sediments*, Amsterdam, Elsevier, 1991.
 BENN D., EVANS J. A., *Glaciers and Glaciation*, London, Arnold, 1998.

OROMBELLI G., "Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima delle Alpi", *Memorie della Società Geografica Italiana, Studi in onore di Mario Pinna - Il clima e la storia del clima*, Società Geografica Italiana, 1998, pp. 153-165.

44. Forme di glacialismo appenninico

PAOLO ROBERTO FEDERICI

Università degli Studi di Pisa

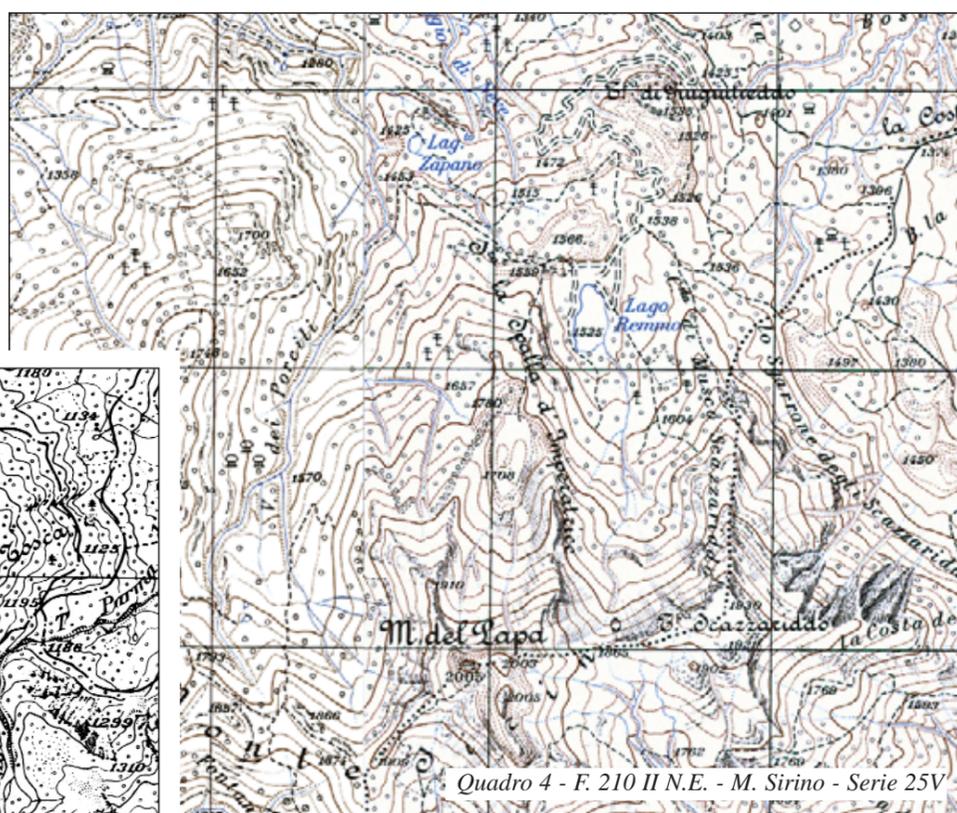
La glaciazione quaternaria ha interessato l'Appennino, come le altre catene mediterranee, in una misura non paragonabile a quella delle Alpi. Tuttavia l'Appennino presenta un notevole interesse geografico, perché è un orogeno allungato per oltre otto gradi di latitudine. Ne consegue che fra i vari fattori predisponenti la genesi e la conservazione dei ghiacciai bisogna considerare la continua diminuzione della latitudine da nord a sud. Così si sono sempre fronteggiate due correnti di pensiero, l'una tendente ad attribuire significato alla glaciazione appenninica, l'altra a sminuirne l'importanza. Ne sono uscite divergenze di opinioni in ordine alla stessa presenza di tracce glaciali, specialmente nell'Appennino ligure, poco elevato, e in quello calabro, posto a meridione, per cui secondo studi recenti le tracce glaciali più meridionali si troverebbero nel Pollino in Basilicata. Il problema è aperto, anche perché recentemente è stata prospettata la presenza di morfologie glaciali sull'Etna, che però è una montagna che supera i 3.300 m di altezza. Alle difficoltà di ricerca derivanti dalle tracce di un



Quadro 2 - F. 391 - S. Donato Val di Comino - Serie 50



Quadro 1 - F. 96 I N.O. - Cerreto dell'Alpe - Serie 25V



Quadro 4 - F. 210 II N.E. - M. Sirino - Serie 25V

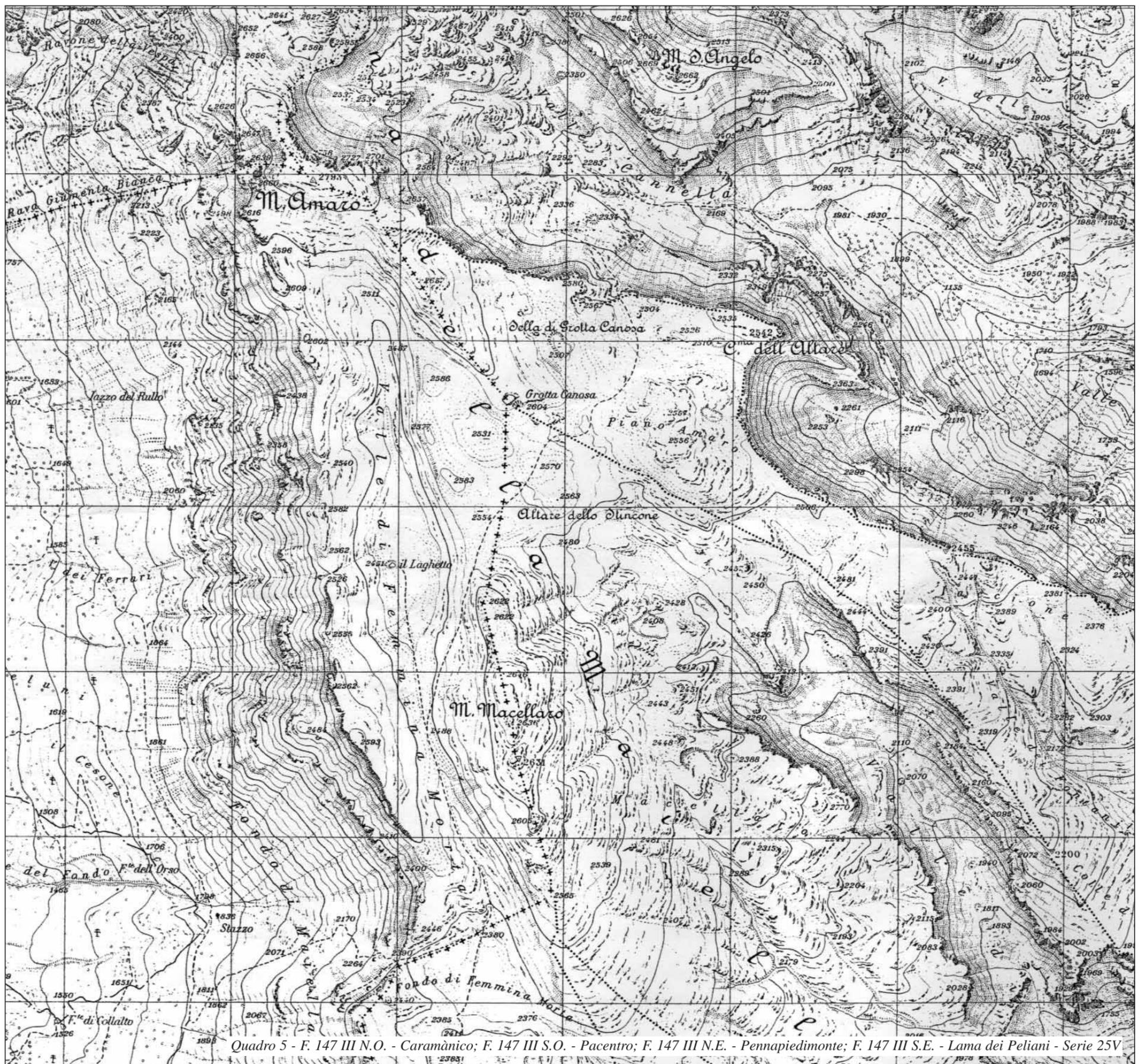


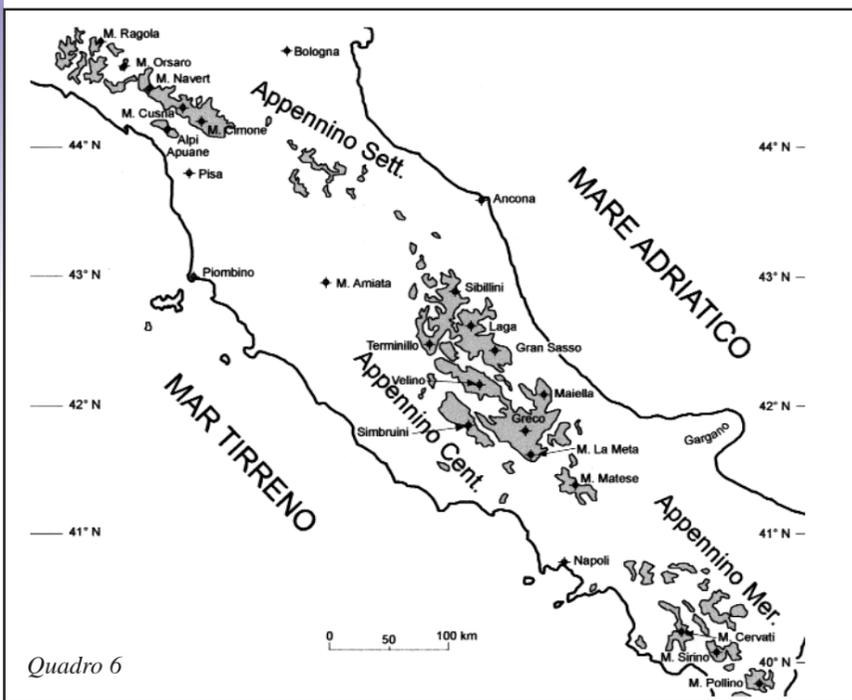
Quadro 3 - F. 85 III S.O. - Monte Orsario - Serie 25V

glacialismo poco intenso si è aggiunto anche il rimaneggiamento dei depositi glaciali ad opera delle azioni geomorfiche a loro successive, soprattutto delle acque correnti e dei processi gravitativi. Poste le forti energie di rilievo, le precipitazioni, lo scalzamento dei piedi dei versanti e i sismi si sono innescate e tuttora si innescano miriadi di frane e, in presenza di rocce che poco conservano eventuali tracce glaciali, è possibile confondere materiali di frana con depositi glaciali. Anche alcuni versanti a forma circoide possono essere stati in realtà modellati da grandi collassi legati a deformazioni gravitative profonde di versante, come già L. Trevisan nella II edizione dell'Atlante aveva intuito (tavola 32). Lo studio della morfologia glaciale è complicato dalla manifestazione di movimenti neotettonici, più volte segnalati a interessare forme e depositi. Nel **quadro 13**

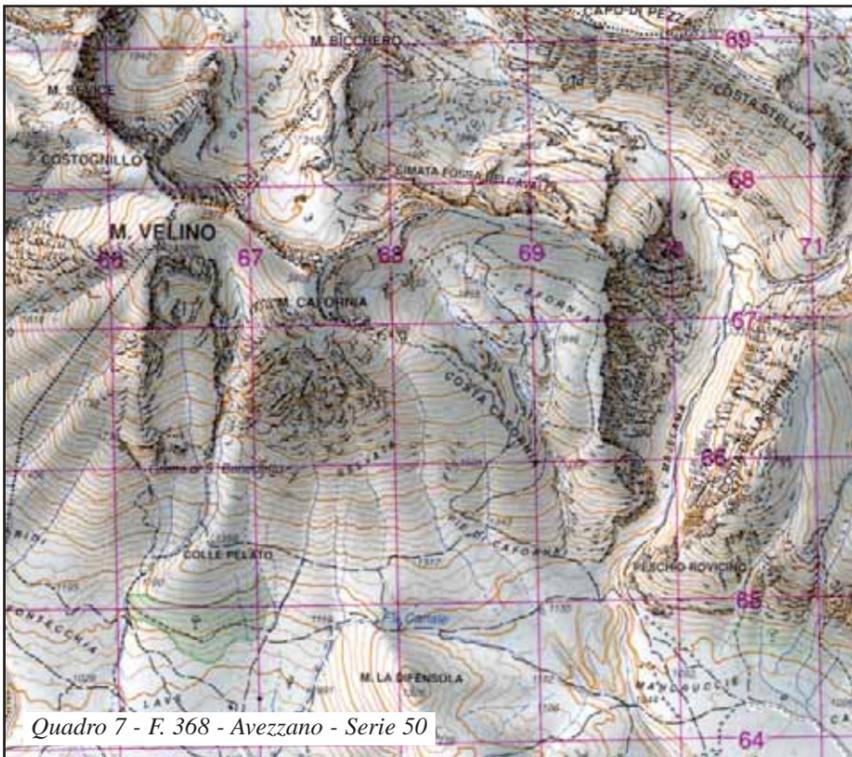
si segnala, per esempio, la dislocazione del circo della val Marsolina rispetto a quello della valle Luna nel gruppo del monte Genzana in Abruzzo, ad opera di una faglia nord-ovest sud-est post-glaciale con un rigetto di circa 70 m. Inoltre corpi detritici di tipo periglaciale sono stati scambiati per morene; in realtà in mezzo al detrito glaciale si possono trovare nivomorene, oppure *protalus ramparts* e *rock-glacier*, come nel bel circo-vallone del Cerreto nel Reggiano e nella Maiella (**quadri 1, 5**), invero poco decifrabili nelle carte topografiche. Notevole è comunque l'importanza della morfologia periglaciale, ben poco conosciuta ma sicuramente diffusa e varia. Comunque sia, l'Appennino è stato interessato estesamente dall'ultima glaciazione, corrispondente a quella chiamata Würm nelle Alpi (**quadro 6**), e almeno da una precedente, forse il Riss delle Alpi. I ghiacciai si sono formati in maggioranza sul versante adriatico della catena, favorito dall'esposizione a nord o nord-est e dalle minori acclività rispetto al versante tirrenico, esposto a mezzogiorno, inarcato dalle spinte tettoniche e colpito dalla distensione crostale post-orogena. Solo in pochi casi, ad es. nel Velino, nella Maiella e a Campo Imperatore (Gran Sasso) (**quadri 7, 5, 10**), si hanno valli glaciali con esposizioni meridionali (anche nel **quadro 3** nella zona delle Bocche dell'Orsaro in Val Parma si nota un circo esposto a ovest). Sono state dunque le principali valli padane ed adriatiche ad aver ospitato i ghiacciai di maggiori dimensioni, lunghi fino a una decina di km. Il più vasto era il ghiacciaio della val Parma, esteso oltre 23 kmq, mentre misurava 21 kmq quello di Campo Imperatore. Date le dimensioni ed altezza, le uniche montagne a ospitare durante l'ultimo Massimo Glaciale una propria minuscola calotta con lingue divergenti sono stati il Gran Sasso e la Maiella (si veda parzialmente il **quadro 5**). In realtà l'Appennino era semplicemente segnato da ghiacciai vallivi incastellati nelle parti più elevate delle montagne. Qui le tracce sono chiare con decine e decine di circhi ancora riconoscibili. Il tipo più comune è l'emiciclo a fondo concavo (**quadri 1, 2, 3**),

ma nei versanti acclivi si nota anche un tipo imbutiforme (**quadro 2**). I circhi si mostrano spesso in spettacolari allineamenti come in Val Parma, nel Velino-Ocre-Sirente (**quadro 7**), sulla Montagna Grande e sul M. Greco, sui monti della Meta (**quadro 2**). I circhi della Val Parma sorprendono inoltre per le loro cospicue dimensioni, tali da far pensare al prodotto di più fasi di esarazione glaciale (**quadro 3**). Si pone così il problema della unicità o pluralità della glaciazione appenninica, in realtà risolto, a giudizio unanime, dalla scoperta nel 1977 delle antiche morene del monte Navert nell'Appennino Settentrionale, non datate ma sicuramente prewurmiane per la loro non correlabilità con quelle dell'ultima glaciazione. Precedenti segnalazioni di morene «rissiane» nell'Appennino Centrale non sono state in seguito confermate, ma negli anni '80-'90 altri depositi antichi sono stati riconosciuti nello stesso tratto di catena. Non solo, ma si è concordi nel ritenere che la glaciazione pre-wurmiana, corrispondente forse allo stadio isotopico 6, abbia generato ghiacciai che sono scesi più in basso di quelli würmiani. Anche prima del Pleistocene Superiore, dunque, clima e altezza della catena avevano creato le condizioni per lo sviluppo del glacialismo in Appennino, come non si era creduto in passato. Anche i profili di alcune valli con doppia parabola (**quadro 11**, monti Sibillini) potrebbero testimoniare ciò. Non si può neanche escludere che nel Pleistocene Medio le glaciazioni siano state più di una. Fra le tracce erosive sono presenti rocce a dorso di cetaceo, spalle glaciali, soglie di esarazione su gradini di valle e incisioni semilunari, strie e solchi di trascinamento. Ma sono i profili trasversali a parabola (**quadri 5, 7, 11**) e soprattutto i profili longitudinali con soglie e contropendenze a testimoniare il modellamento glaciale della valli. Gli ombelichi e le conche dei circhi, contengono spesso laghetti (**quadro 3**, l. Santo, Lagdei; **quadro 4**, lago Remmo), magari trasformati in torbiere, preziosissime per ricostruire la storia climatica e morfologica. Nei massicci carbonatici notevolmente interessati dal carsismo, come le Alpi Apuane, i monti

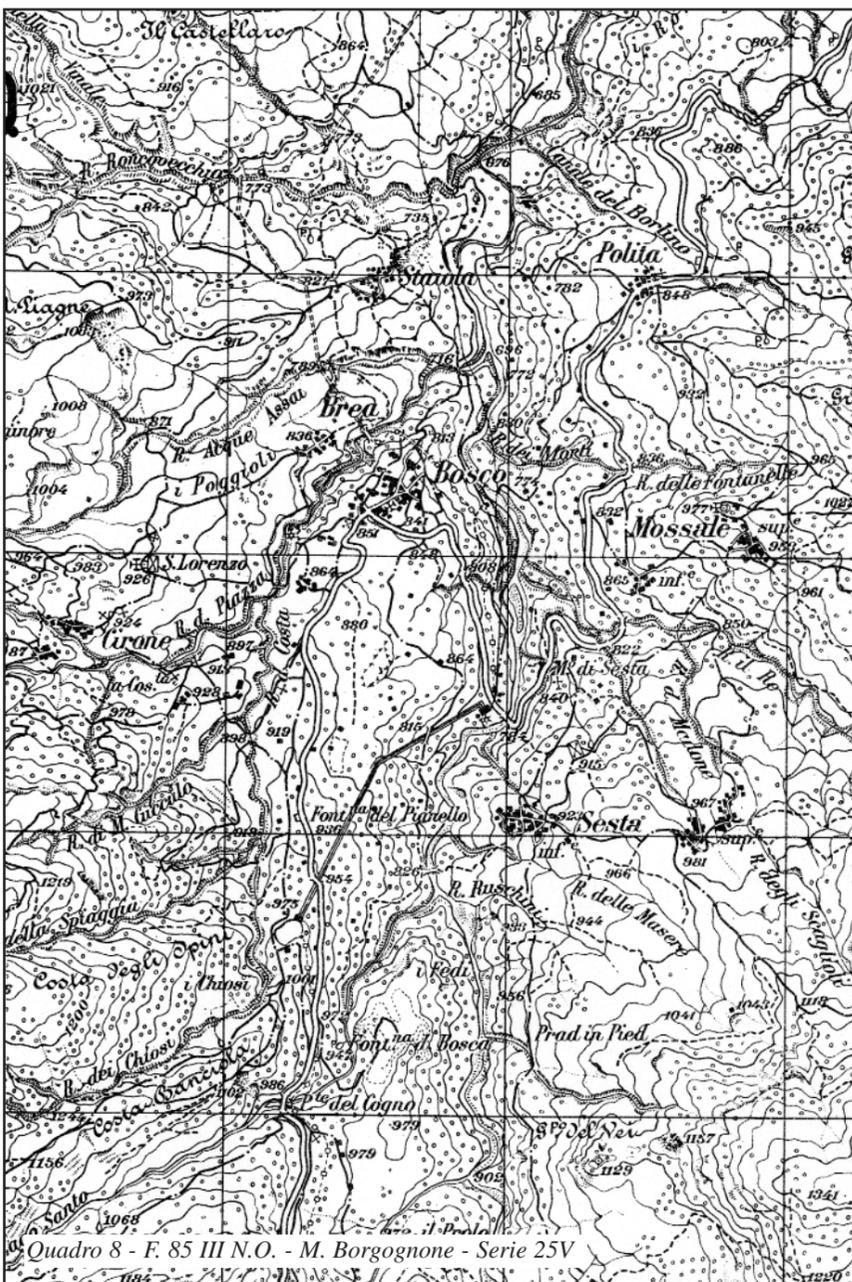




Quadro 6



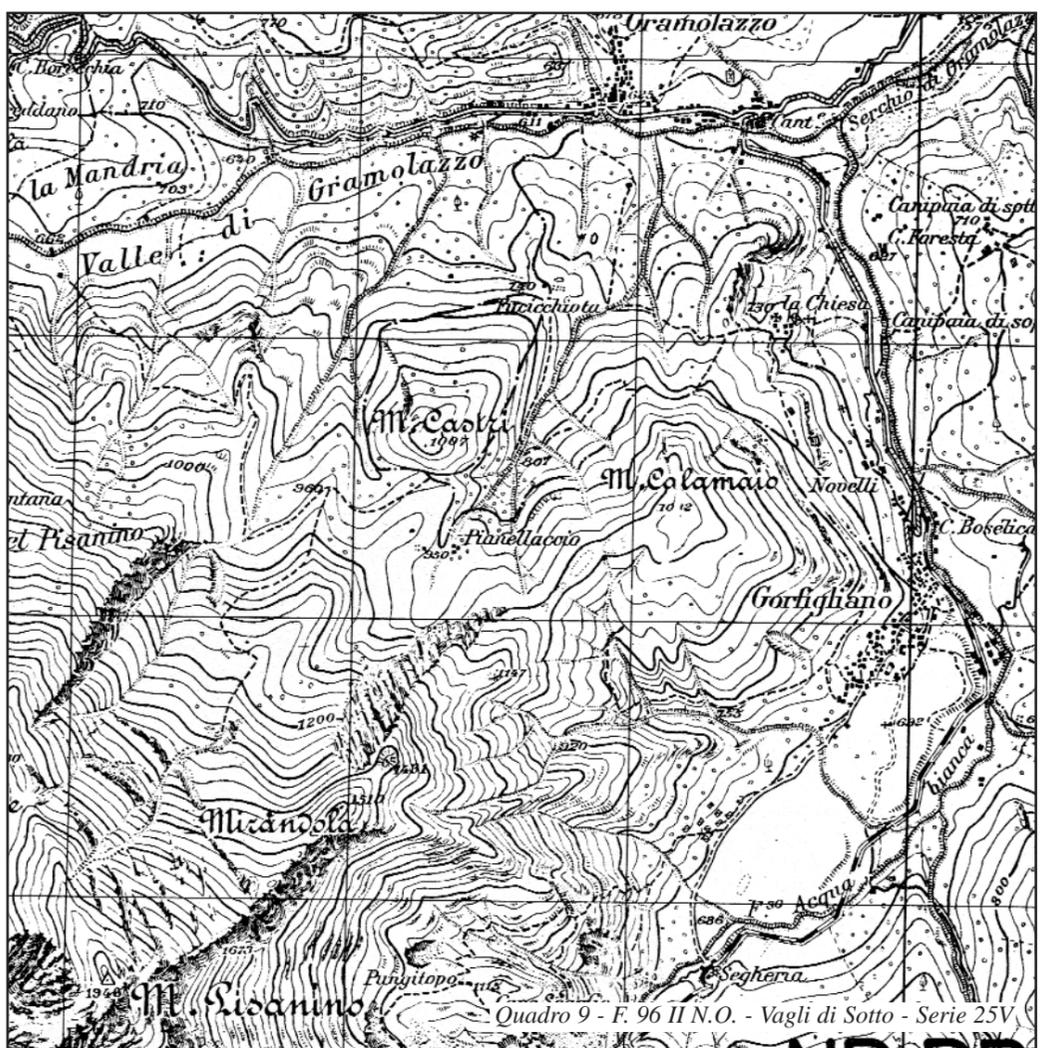
Quadro 7 - F. 368 - Avezzano - Serie 50



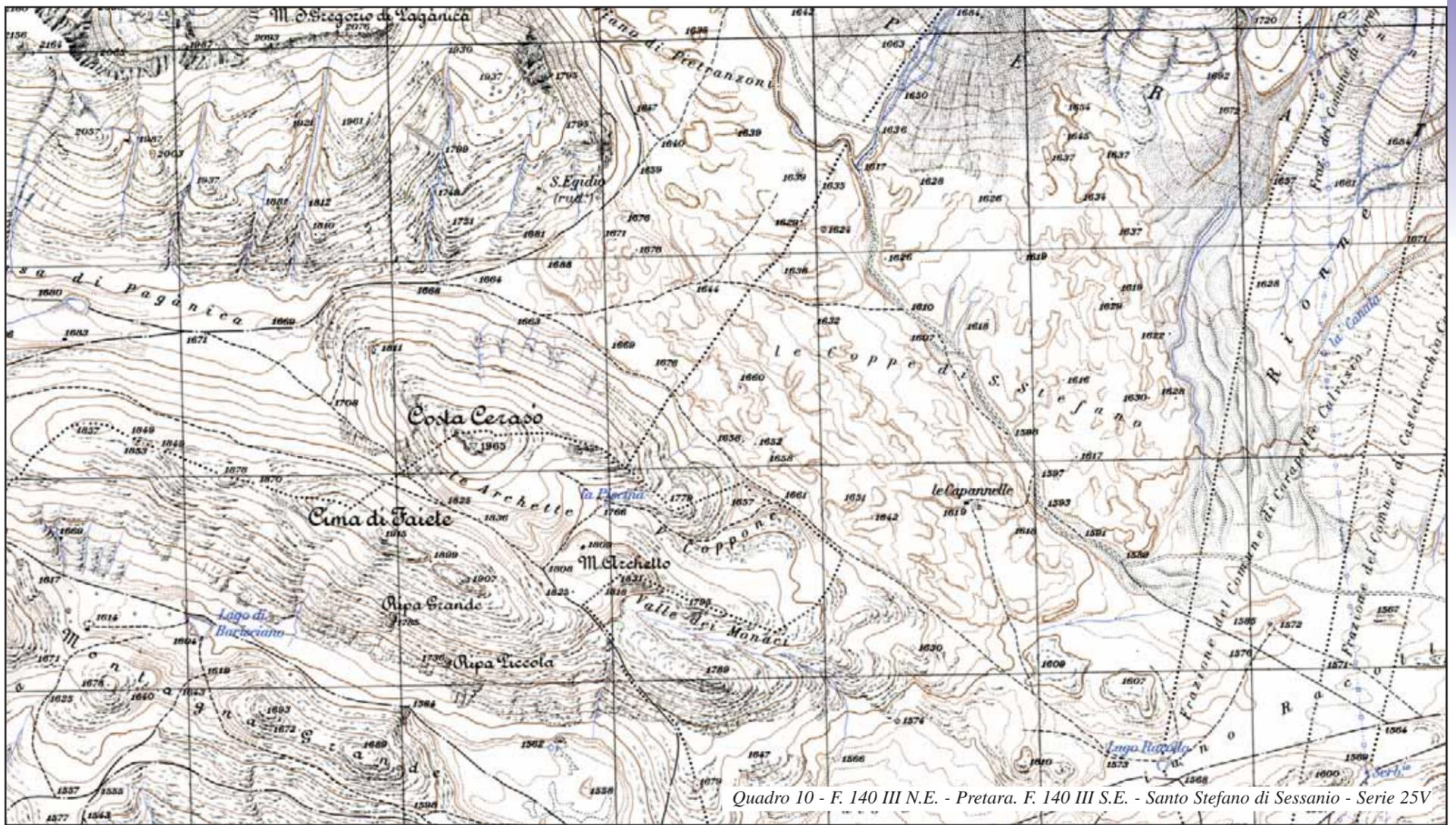
Quadro 8 - F. 85 III N.O. - M. Borgognone - Serie 25V

Sibillini, il Terminillo, il Gran Sasso, la Maiella, il Velino, i monti Simbruini, ecc., si pone il problema, comune ad altre catene, delle forme miste carsico-glaciali (v. Femmina Morta e altre, nel **quadro 5**). I ghiacciai sono discesi nelle valli appenniniche con lingue più o meno lunghe arrivando fino a poco sopra 700-750 m s. l. m. nell'Appennino toscano-emiliano, ma a 640 m nelle Alpi Apuane (morena La Mandria nel **quadro 9**, ben segnalata dalle curve di livello) a circa 1100 nei monti Sibillini, nel Gran Sasso, nella val Majelama (Velino), nelle valli Lunga e Iannaghera (Parco Nazionale d'Abruzzo), generalmente parecchio più in alto nel Terminillo, a Campo Imperatore, nel Velino, nella Maiella, nel monte Greco ed in altri rilievi abruzzesi, nel Matese, nel Sirino e nel Pollino. Dato che i ghiacciai non hanno lasciato tracce imponenti, non è facile individuare i depositi morenici nelle carte. Nel **quadro 8**, tuttavia, si può riconoscere il complesso frontale del ghiacciaio della Val Parma (che scendeva da Sud a Nord) fra i Fedi, Sesta Inf. e quota 782 sotto Polita in destra e Costa Banciola, Brea e Staiola in sinistra; l'allungamento delle isoipse permette di riconoscere i cordoni laterali (e la spianata lacustre retroglaciale di Bosco che li raccorda) tutti coperti da castagni che prosperano sui terreni silicei prodotti dall'erratico di macigno, a differenza delle spoglie parti esterne costituite da terreni argillosi e calcarei. Il Parma del Lago Santo, che scorre inciso nelle morene allungate di Costa Banciola, taglia l'apparato alla radice per portarsi sui cordoni in destra. In Appennino possono essere presenti piane retro e proglaciali: nel **quadro 9**, per esempio, il deposito morenico frontale che si trova poco dopo Gorfigliano, con sparsi erratici di marmo (anche di grande mole, poi lavorati secondo le notizie storiche) lungo la valle e l'estesa piana dell'Acqua Bianca, è da considerarsi retroglaciale, di natura fluvio-lacustre ed infine alluvionata. Nell'altopiano di Campo Imperatore il **quadro 10** riesce a far risaltare le collinette che costituiscono il magnifico apparato terminale arcuato verso SSE delle Coppe di S. Stefano attribuite al Massimo Glaciale Würmiano. A destra della strada e verso il lago Racollo le leggere gobbe corrispondono a morenico pre-würmiano. Il **quadro 7** offre uno sguardo sulla val Majelama nel gruppo del Velino. Alla testata si notano 4 circhi semicirculari, lungo il percorso dal profilo trasversale a parabola si trovano argini morenici e rocce a dorso di cetaceo. Collinette moreniche con grandi erratici si trovano fino a 1050 m di quota. Poi si ha detrito misto fluvio-glaciale. In sinistra idrografica a 1400 m si nota un gradino di oltre 100 m che limita la valle sospesa della Genzana, che un tempo alimentava il ghiacciaio della val Majelama.

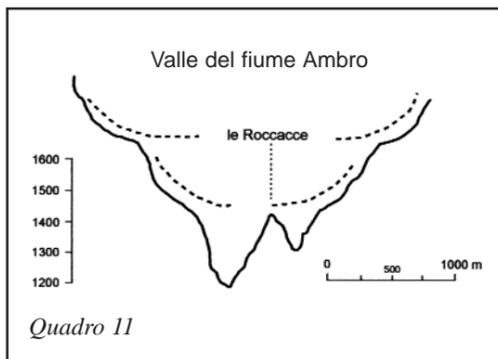
C'è concordia nel ritenere che l'ultimo Massimo Glaciale sia stato pressoché sincrono con quello delle Alpi (Würm Principale o Würm III *Auct.*, intorno a 20 mila anni dal presente). Le datazioni radiometriche sui depositi eolici e *tephra* del Gran Sasso confermano sostanzialmente questo riferimento. Durante il Massimo Glaciale la linea delle nevi permanenti era posta fra 1250 e 1550 m nell'Appennino Settentrionale, fra 1550 e 1900 m in quello Centrale, in 1600 e 1800 m nel Meridionale. Si rifletta che il limite nivale odierno è superiore a 3000 m (**quadro 12**); da qui l'inesistenza del glacialismo odierno in Appennino, salvo il ghiacciaio del Calderone (**quadro 14**). La montagna più alta è infatti il Gran Sasso, 2912. Subito dopo il Würm Principale, la deglaciazione ha colpito rapidamente anche l'Appennino. Lo scaglionamento delle morene e delle loro fronti testimonia che il ritiro dei ghiacciai non è avvenuto in maniera lineare, ma è stato interrotto da momenti di sosta o di debole riavanzata con la deposizione di morene frontali arcuate via via più in alto. Si possono distinguere quasi ovunque più stadi di ritiro appenninico, verosimilmente quattro. Con lo *Younger Dryas*, al limite con l'Olocene, i ghiacciai sono scomparsi dalle valli e anche dai circhi più alti. Ciò è confermato dalla frequentazione stagionale dei cacciatori del Mesolitico in queste zone. I limiti delle nevi



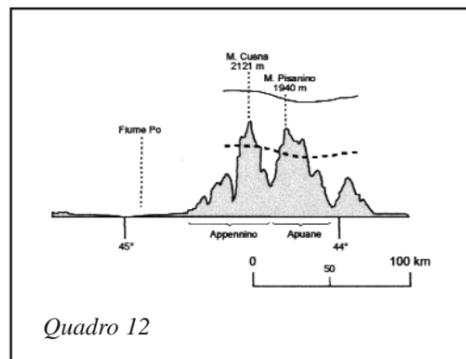
Quadro 9 - F. 96 II N.O. - Vagli di Sotto - Serie 25V



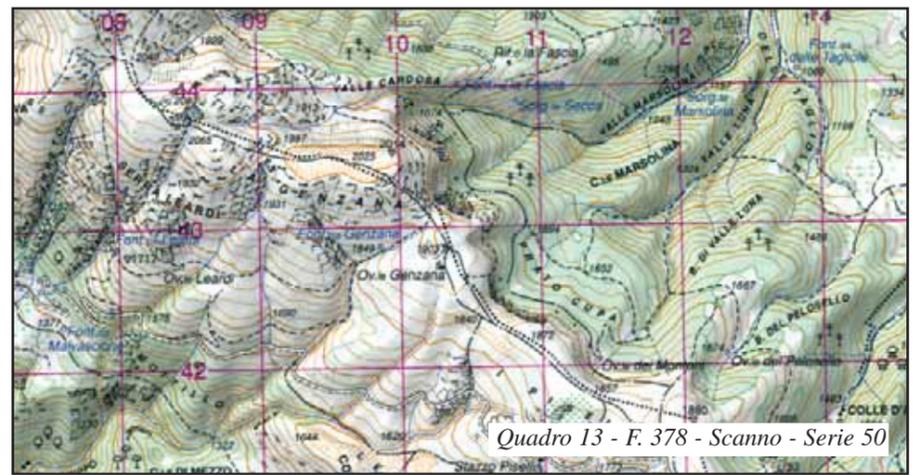
Quadro 10 - F. 140 III N.E. - Pretara. F. 140 III S.E. - Santo Stefano di Sessanio - Serie 25V



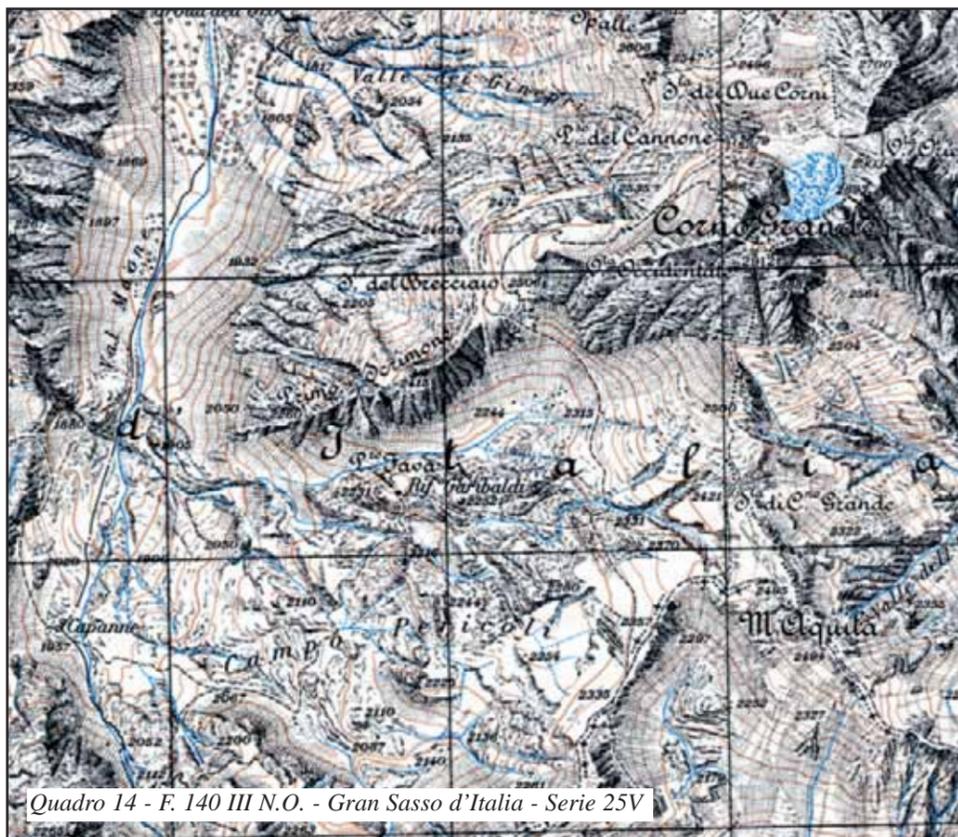
Quadro 11



Quadro 12



Quadro 13 - F. 378 - Scanno - Serie 50



Quadro 14 - F. 140 III N.O. - Gran Sasso d'Italia - Serie 25V

si sono così progressivamente innalzati dapprima di circa 100-125 m, poi di 250-300 m, infine di 400 m circa rispetto al valore della massima avanzata prima di scomparire (nel **quadro 12** cfr. il l.d.n. attuale e quello würmiano in un piccolo tratto della catena). Il Gran Sasso ha una storia più articolata, come assicurato dalle morene oloceniche di ritiro e di riespansione che hanno portato alla definizione nella Piccola Età Glaciale del ghiacciaio del Calderone, più o meno come lo conosciamo oggi (**quadro 14**). Esso è l'ultima testimonianza del glacialismo appenninico, anche se è ormai è un relitto di meno di 6 ha posto al di sotto del limite climatico delle nevi, ma capace di sopravvivere in quanto favorito da un microclima all'interno del grande recinto sotto il Corno Grande che lo ospita. Oggi offre interesse per la conoscenza delle modalità del passaggio fra ambiente glaciale in estinzione e ambiente periglaciale.

BIBLIOGRAFIA

- BOENZI F., PALMENTOLA G., "Osservazioni sulle tracce glaciali della Calabria", *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94, 1975, pp. 961-977.
- DAMIANI V., "Aspetti geomorfologici e possibile schema evolutivo dei Monti Sibillini", *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, 96, 1975, pp. 231-314.
- DAMIANI V., PANNUZI L., "La glaciazione pleistocenica nell'Appennino laziale-abruzzese, IV Nota: I ghiacciai del gruppo montuoso della Genzana (Scanno-Sulmona) e considerazioni neotettoniche", *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, vol. CV (1985-1986), pp. 7-136.
- FEDERICI P. R., "Tracce di glacialismo pre-würmiano nell'Appennino Parmense", *Riv. Geogr. Ital.*, 84, 1977, pp. 205-216.
- FEDERICI P. R., "Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e post-würmiana nell'Appennino Centrale", *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 2, 1979, pp. 196-202.
- FEDERICI P. R., *On the Riss Glaciation of the Apennines*, *Zeit. f. Geomorph.*, 24, 1980, pp. 111-116.
- FEDERICI P. R., TELLINI C., "La Geomorfologia dell'Alta Val Parma (Appennino Settentrionale)", *Riv. Geogr. Ital.*, 90, 1983, pp. 393-428.
- GIRAUDI C., "Middle Pleistocene to Holocene Apennine glaciations (Italy)", *Il Quaternario*, 16 (1 bis), 2003, pp. 37-48.
- JAUAND E., "Il glacialismo negli Appennini", *Boll. Soc. Geogr. It.*, ser. XII, 4 (1999), pp. 399-432.
- JAUAND E., "Découverte de nouvelles moraines faillées dans l'Apennin Central", *Boll. Ass. Geogr. Fis.*, 1994, pp. 73-84.
- LOSACCO U., "La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale", *Riv. Geogr. Ital.*, 56, 1949, pp. 90-152 e 196-272.
- MESSERLI B., *Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum*, *Geogr. Helvetica*, 22, 1967, pp. 105-228.
- PALMENTOLA G., ACQUAFREDDA P., FIORE S., *A new correlation of the glacial moraines in the Southern Apennines*, *Geomorphology*, 3, 1990, pp. 1-8.
- TREVISAN L., "I limiti glaciali würmiani e attuali in Italia", *Boll. Com. Glac. Ital.*, ser. 1, 20, 1949, 16 pp.

45. Rock glaciers ed altre forme periglaciali

MAURO GUGLIELMIN*

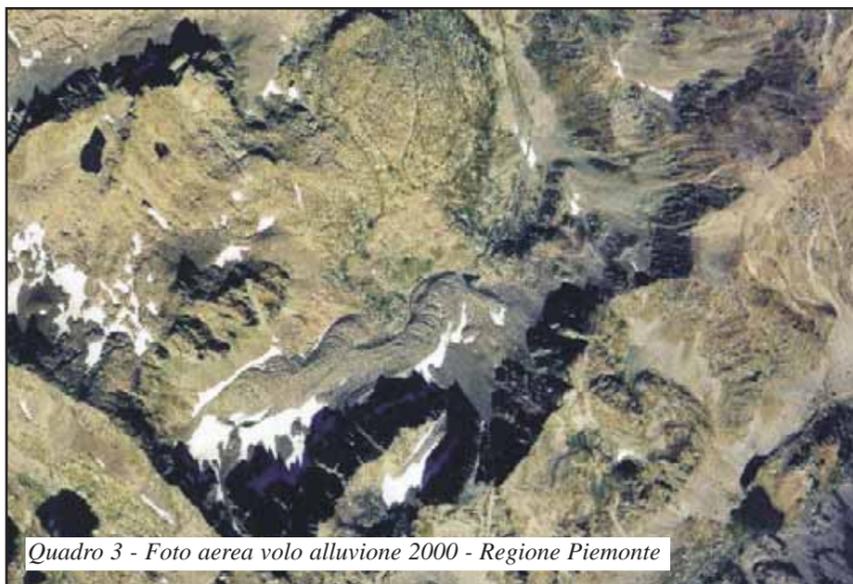
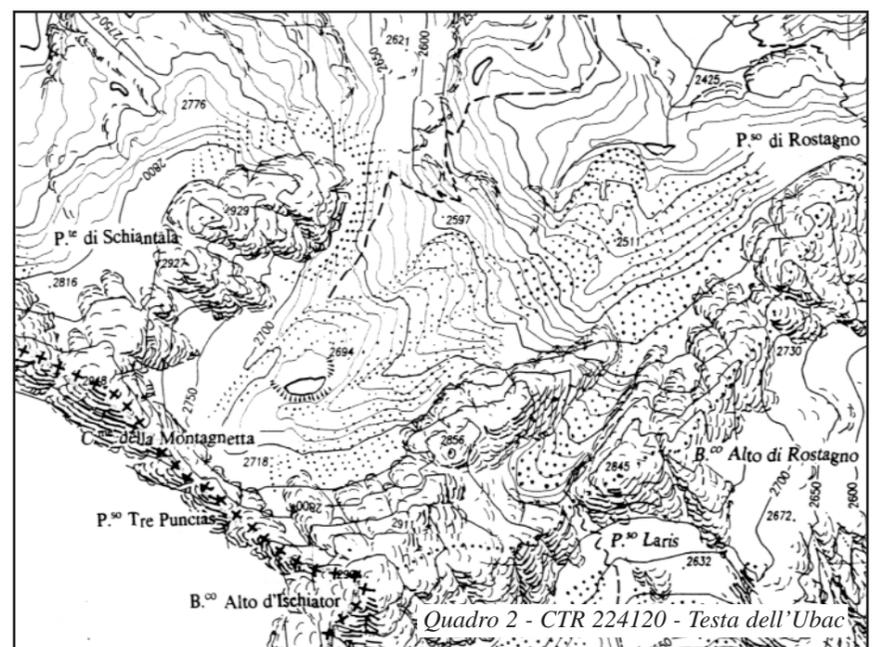
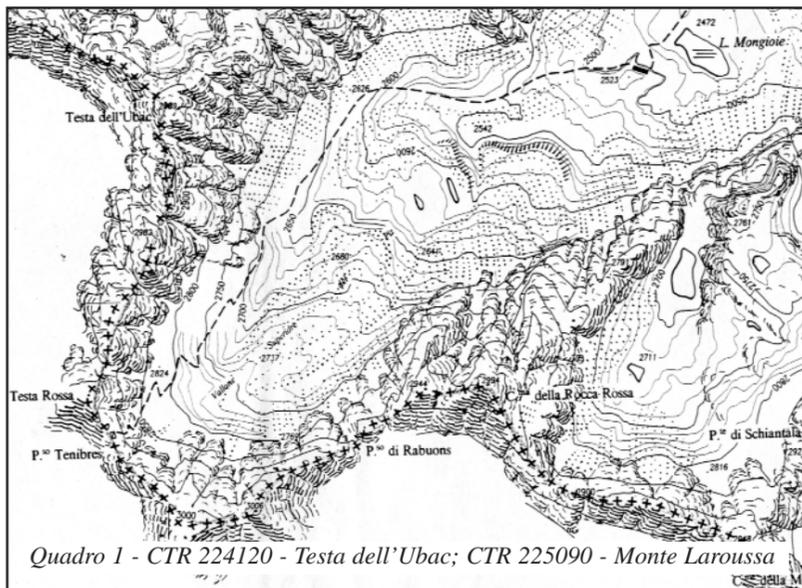
Università degli Studi di Varese-Como «L'Insubria»

Per «ambiente periglaciale» si intende un ambiente freddo, indipendentemente dalla distanza dai ghiacciai, sia nello spazio sia nel tempo. Si definisce dominio periglaciale l'insieme delle condizioni climatiche connesse all'ambiente periglaciale, contraddistinte da una temperatura media annua dell'aria inferiore o eguale a $+3^{\circ}\text{C}$ e da precipitazioni generalmente scarse e, comunque, sempre inferiori a 2000 mm all'anno.

L'agente morfogenetico prevalente in questo tipo di ambiente è il gelo, che si manifesta con diversi processi i principali dei quali sono il «criosollevamento» (*frost heave*), la «reptazione crionivale» (*frost creep*), la «crioselezione»

una falda detritica o di un cono detritico, e *rock glaciers* a lingua, sviluppati in lunghezza ed ubicati all'interno di un circo. Considerando, invece, solamente la collocazione geomorfologica ed il tipo di deposito che li costituisce, si possono distinguere i *rock glaciers* di talus, ubicati ai piedi di falde detritiche e da esse alimentati, dai *rock glaciers* detritici che sono costituiti da depositi glaciali.

I *rock glaciers* possono essere suddivisi sulla base della loro dinamica in «attivi», «inattivi» e «relitti». I *rock glaciers* attivi si muovono verso valle con un movimento superficiale dell'ordine di centimetri all'anno, presentano



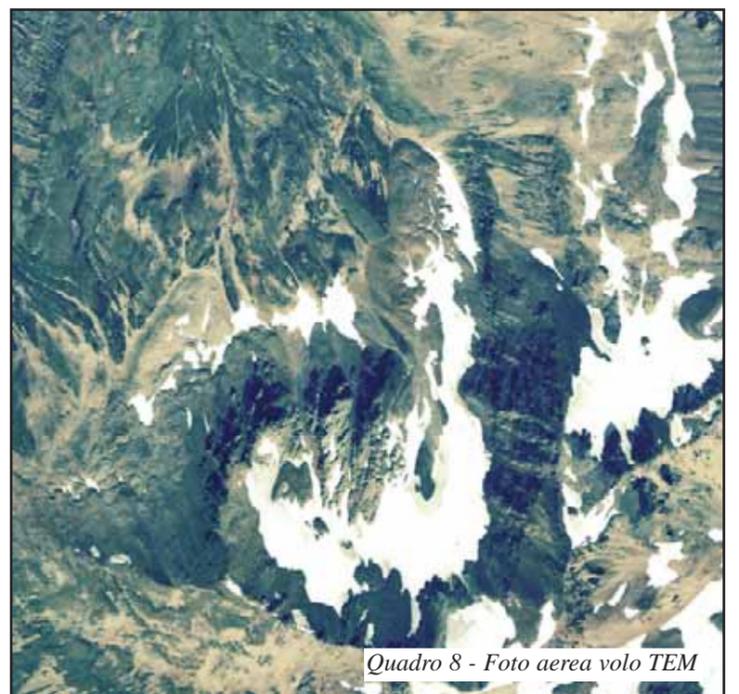
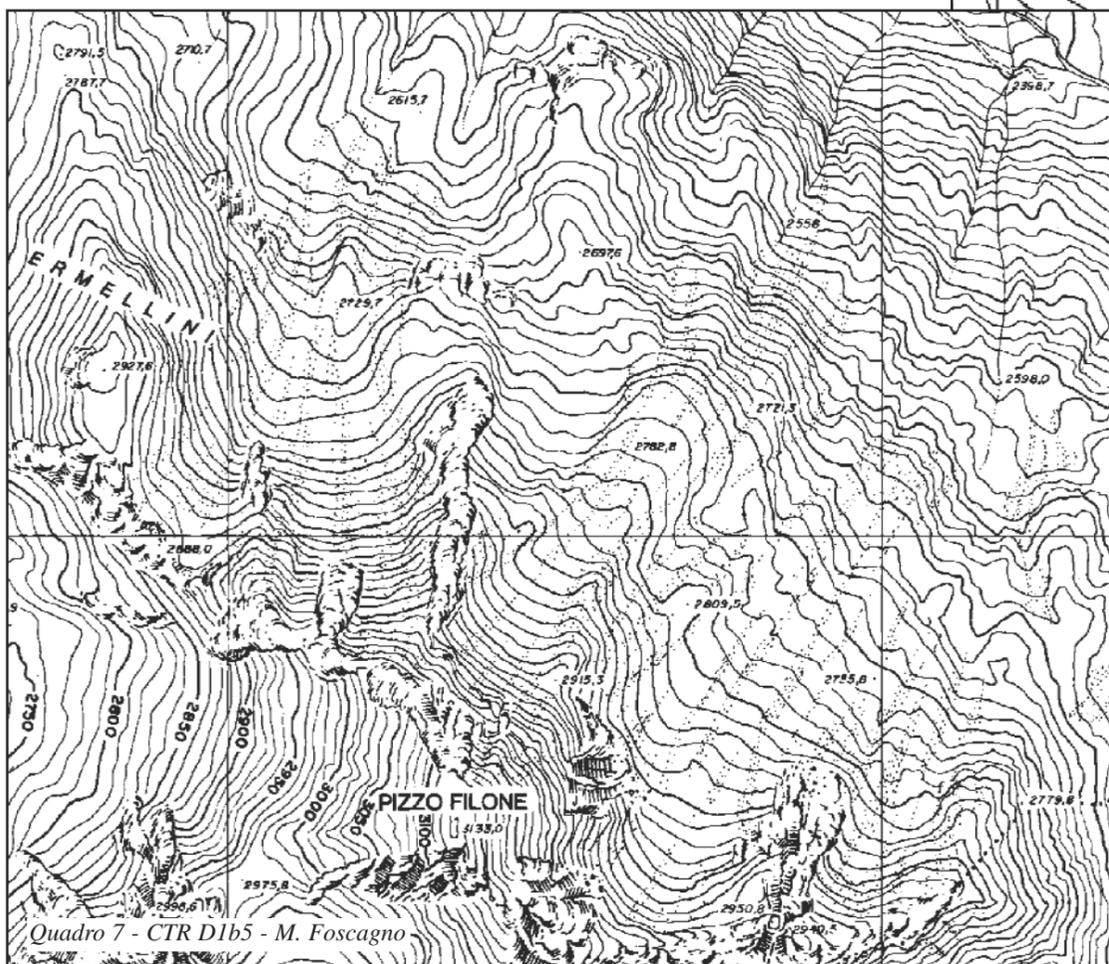
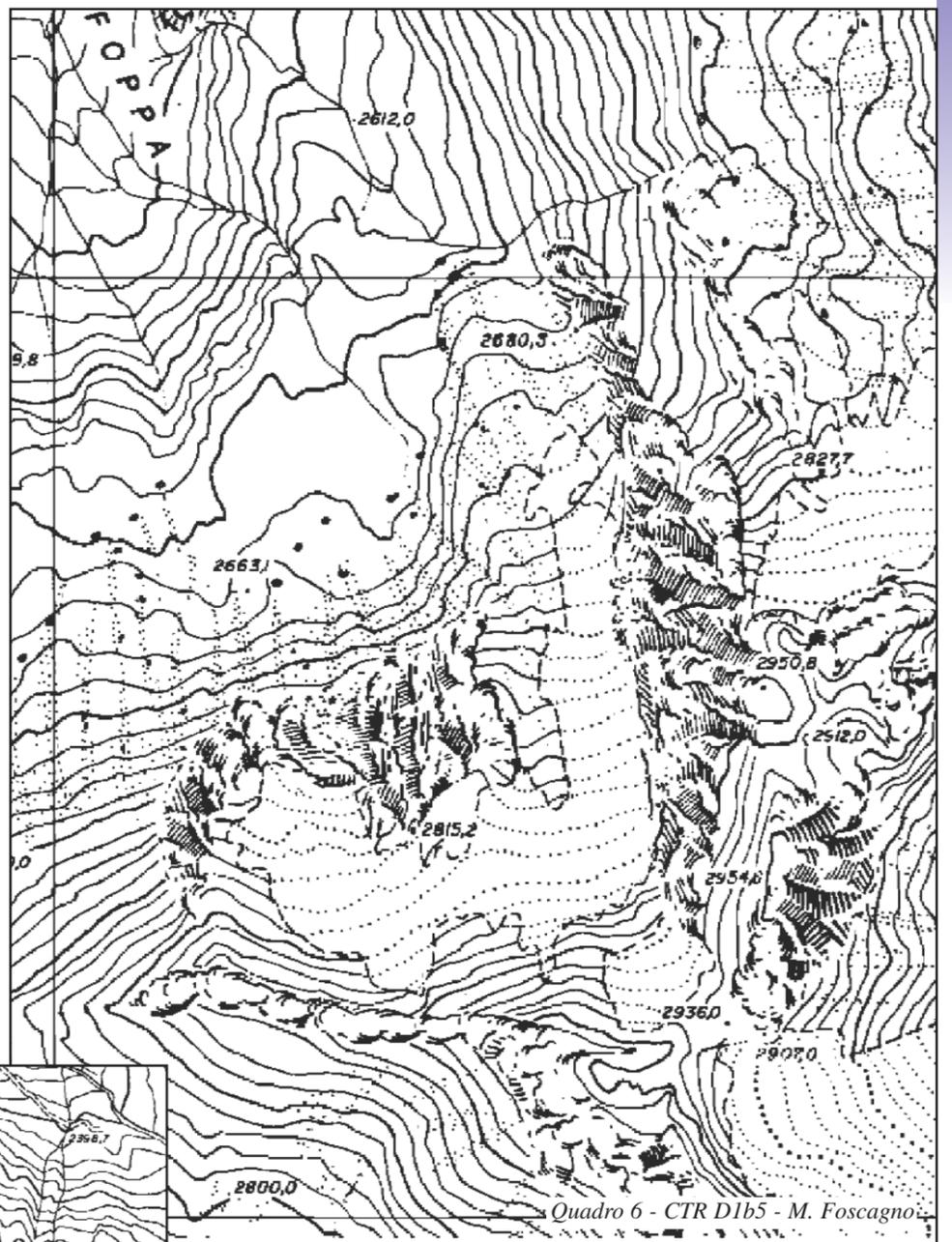
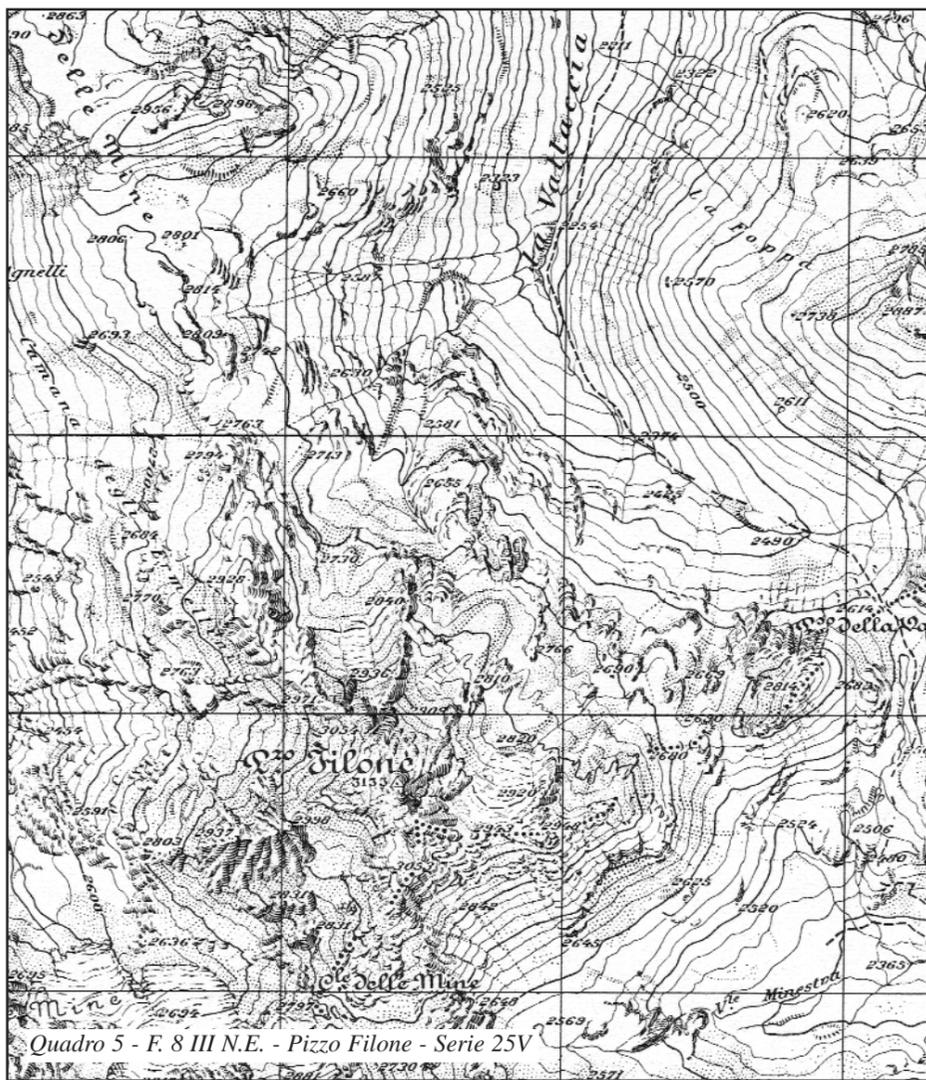
superfici instabili e fronti ripide anche più acclivi dell'angolo di riposo dei materiali che li costituiscono. Essi in genere contengono al loro interno ghiaccio massivo (*rock glacier* a nucleo di ghiaccio, *ice cored rock glacier*) o ghiaccio interstiziale, generato quest'ultimo dal congelamento di acqua circolante in condizioni di *permafrost* (*ice cemented rock glacier*). In alcuni casi entrambi i tipi di ghiaccio possono coesistere nel medesimo *rock glacier*. Al contrario i *rock glaciers* inattivi non sono più in movimento e presentano superfici più stabili e fronti meno ripide dell'angolo di riposo; talvolta però pur conservando ancora ghiaccio al loro interno essi non si muovono più a causa della morfologia del substrato roccioso (che può presentare contropendenze) o in conseguenza della notevole profondità del ghiaccio contenuto (>10 m) che non riesce più a determinare il movimento dell'intera massa. In genere il profilo longitudinale dei *rock glaciers* contenenti ghiaccio al loro interno è articolato, ma mediamente convesso, mentre dove il ghiaccio non è più presente o lo è a notevole profondità, il profilo diviene mediamente concavo.

ne» (*frost sorting*), la «gelifrazione» (*frost shattering*), il «crioclastismo» (*frost wedging*) e la «eiezione criogenica» (*frost jacking*).

Quando le condizioni climatiche sono ancora più severe e la temperatura media annua dell'aria è inferiore a -2°C , nel sottosuolo si può avere il *permafrost*, definito come lo stato fisico di un «qualsiasi materiale che rimane al di sotto della temperatura di 0°C per più di due anni». Il *permafrost* può avere o meno ghiaccio al suo interno sia a causa della mancanza di acqua sia a causa dell'abbassamento del punto di congelamento dell'acqua (per esempio per la presenza di sali). La porzione più superficiale del *permafrost* che durante l'estate supera la temperatura di 0°C viene definito «strato attivo» ed è la sede dei principali processi morfogenetici che modificano il paesaggio. Le forme periglaciali sono numerose, quali suoli strutturati selezionati e non, lobi di geliflusso e soliflusso, terrazzette, campi di pietre, colate di pietre (*block streams*) ma quasi sempre non sono cartografabili se non a scala di grande dettaglio (1:5000 o superiori). L'unica forma certamente periglaciale, generata all'azione del *creep* del *permafrost* e cartografabile, è il «ghiacciaio di pietre» o *rock glacier*.

I *rock glaciers* o «ghiacciai di roccia» sono corpi detritici costituiti da clasti a spigoli vivi, nell'insieme caratterizzati da forma lobata o linguoide, simile a quella dei ghiacciai, da numerose strutture di flusso sulla superficie, nonché da fianchi e fronti molto ripide. Da un punto di vista morfologico si possono ulteriormente distinguere *rock glaciers* lobati, sviluppati principalmente in ampiezza e localizzati ai piedi di



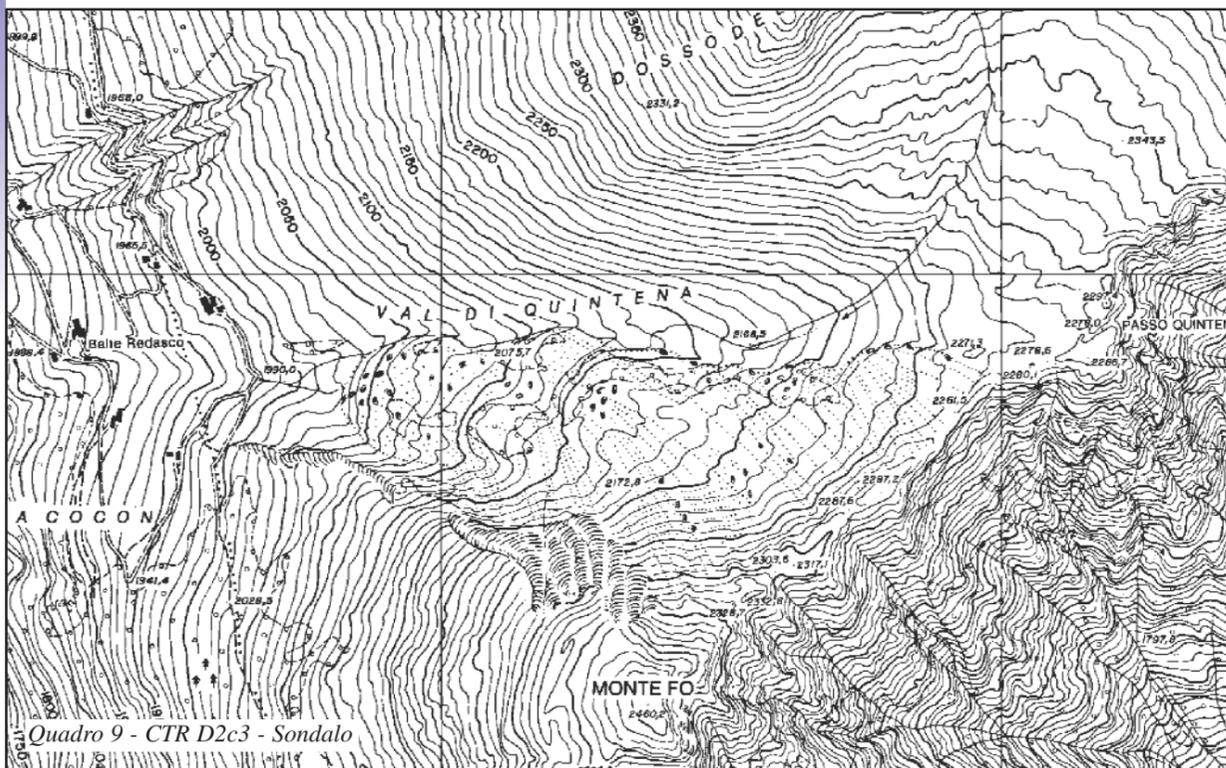


I *rock glaciers* inattivi che non contengono più ghiaccio al loro interno possono essere definiti «relitti» e sono spesso di difficile riconoscimento in quanto presentano strutture di collasso e depressioni imbutiformi che li rendono simili a certi accumuli di frana e a forme di «ghiaccio morto» (*hummocky moraine*). Geologicamente possono essere costituiti da diverse facies anche all'interno dello stesso corpo (*till* di ablazione, di alloggiamento, *facies* di versante, accumuli di frana etc). La genesi dei *rock glaciers*, pur essendo tuttora dibattuta, si ritiene principalmente dovuta alla deformazione per *creep* del *permafrost* che fluendo verso valle dà origine alle caratteristiche strutture di flusso superficiali.

La maggior parte dei *rock glaciers* di ambiente alpino presenta una larghezza compresa tra i 100 e i 200 m, una lunghezza di parecchie centinaia di metri ed uno spessore di oltre 50 m. Per quanto riguarda la distribuzione dei *rock glaciers* in Italia, fino ad oggi ne sono stati individuati circa 1 500 sulle Alpi e circa 30 sugli Appennini, con la massima concentrazione nelle parti più interne della catena alpina (Alpi Retiche e Alpi Atesine), ma interi settori devono essere ancora studiati. Solamente circa il 19% risulta attivo e fra questi solo uno è ubicato in Appennino, sul massiccio della Majella. La maggior parte dei *rock glaciers* è di forma a lingua con una lunghezza compresa tra i

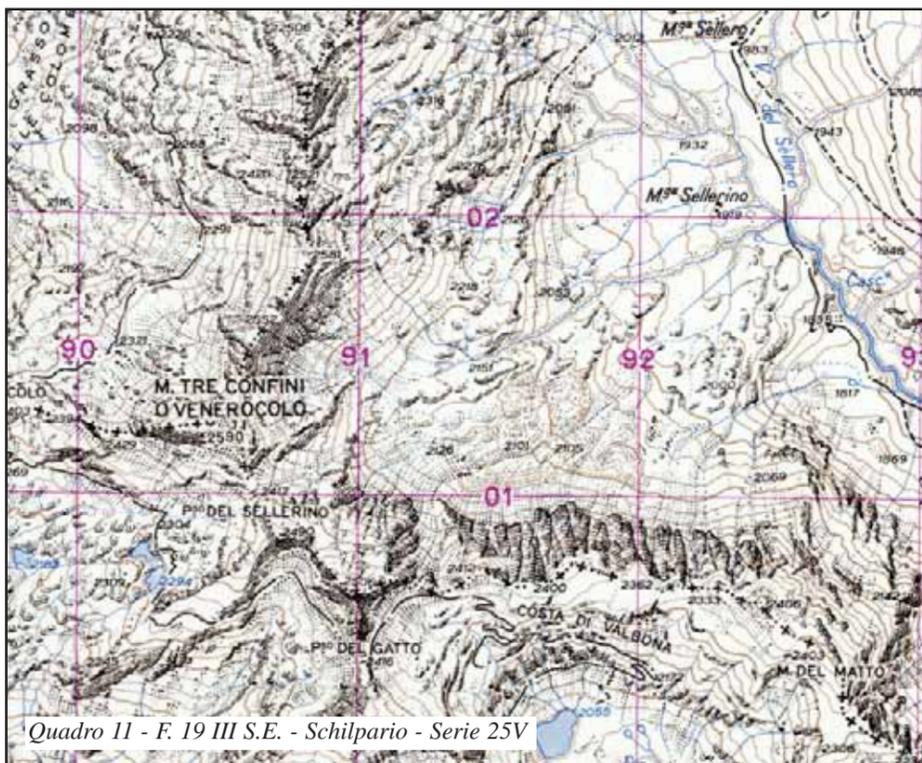
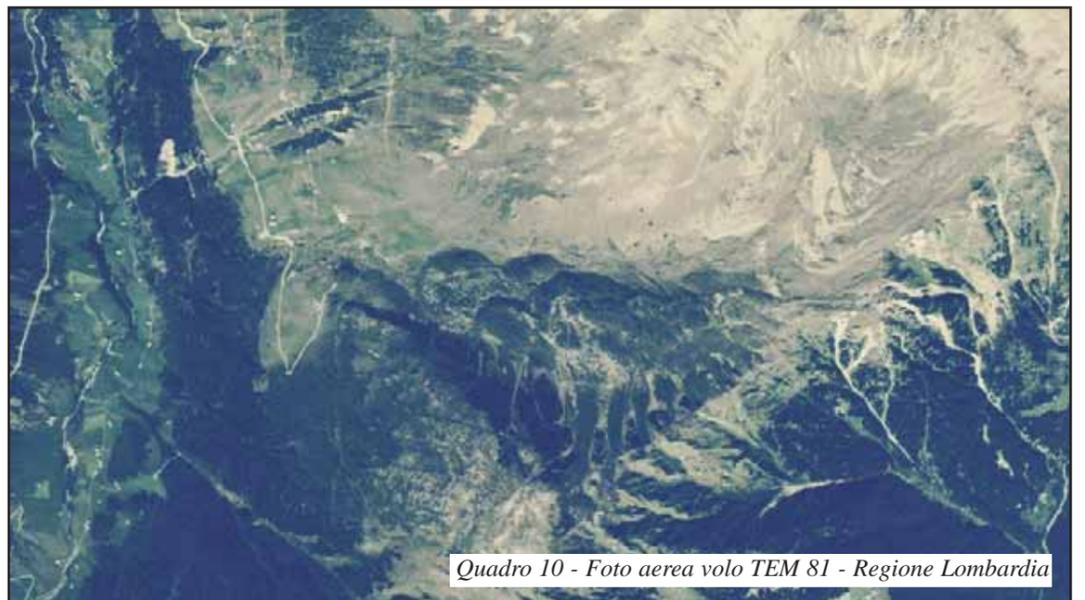
100 e i 600 m con una media di 448 m ed una larghezza compresa tra 50 e 500 m, con una media di 281 m. I *rock glaciers* attivi sono per oltre il 30% esposti verso i quadranti settentrionali (NNW-SSE), mentre quelli inattivi sono prevalentemente esposti verso quelli meridionali. Per quanto riguarda la loro posizione topografica, essa è equamente suddivisa tra versanti (50%) e circhi (50%). Infine per quanto riguarda la distribuzione altimetrica, i *rock glaciers* attivi raggiungono con la loro fronte una quota minima che varia dai 2 228 (Alpi Lepontine) ai 2 679 m (Alpi Graie) (con una media di 2 564 m), mentre le forme inattive variano dai 1 744 delle Alpi Carniche ai 2 340 m delle Alpi Pennine.

Due esempi si riferiscono alle Alpi Marittime: il *rock glacier* Mongioie (**quadro 1**), è il *rock glacier* Schiantala: (**quadro 2 e quadro 3**). In entrambi gli esempi i due *rock glaciers* attivi sono evidenziati dal puntinato che ne indica la direzione di flusso. Il *rock glacier* Schiantala, è uno dei pochi d'Italia ove è possibile vedere il ghiaccio sottostante in affioramento lungo le sponde del lago termocarsico di quota 2 694. La tavoletta del **quadro 4** presenta a nord della vetta di Croda Rossa (Alpi Dolomitiche) ben due *rock glaciers* attivi di cui evidenzia le caratteristiche rughe concentriche attraverso il puntinato. L'area del Pizzo Filone (Alpi Retiche nel **quadro 5**) è caratterizzata dalla presenza di ben cinque *rock glaciers*. Il *rock glacier* attivo La Foppa, compreso tra 2 650 e 2 850 m, circa 1 km a nord del passo della Vallaccia è evidenziato



orientale della carta sono chiaramente visibili le rughe concentriche, di altezza metrica, di un altro *rock glacier* inattivo che raggiunge con la fronte il Passo di Quintena, non rappresentato invece in carta; si può inoltre osservare come il *rock glacier* del monte Fo invece costituito da più lobi sovrapposti, sia completamente boscato. Nella tavoletta Val Grosina invece (**quadro 11**) lo stesso *rock glacier* è meno evidenziato nonostante le sue dimensioni. Nel **quadro 12** (Schilpario, nel settore Orobico delle Alpi Retiche) poche centinaia di metri a nord-est del Passo del Sellarino, il *rock glacier* inattivo del Sello è messo in evidenza sia dal puntinato indicante la presenza di blocchi in superficie sia dal suo assetto topografico contraddistinto da rilievi e depressioni. Nel **quadro 13** raffigurante il Passo di Valles (Alpi Dolomitiche) si distingue nettamente, dal Col delle Salae alla Val Tegnousa, tra i 2275 e i 2187 m, la scarpata laterale e frontale della parte superiore di uno dei più lunghi *rock glaciers* italiani. All'interno di questi argini la simbologia cartografica evidenzia anche numerose rughe

dal puntinato che indica l'orlo delle scarpate frontali e laterali della forma stessa, circa 300 m a ovest si rinviene un *rock glacier* inattivo tra 2680 e 2750 m, del quale sono visibili solamente due lobi frontali. Appena al di sopra, in corrispondenza della curva di livello 2800 m è visibile anche la fronte di un'altro piccolo *rock glacier* attivo. I quattro piccoli circhi sul versante del Pizzo Filone presentano altrettanti *rock glaciers*: quello centrale, con fronte e scarpate laterali ben evidenziate dal puntinato, raggiunge i 2750 m. Nel particolare in alto, tratto dalla carta tecnica della Regione Lombardia (**quadro 6**), il *rock glacier* attivo La Foppa 1 è evidenziato dall'orientazione dei simboli rappresentanti i blocchi superficiali che simulano la direzione di flusso. Nel particolare della stessa CTR (**quadro 7**) la stessa simbologia indica i quattro *rock glaciers* del Pizzo Filone. Si noti che alla data del rilievo cartografico (1935) nei tre circhi più occidentali sono ancora presenti dei piccoli ghiacciai o glacionevati, completamente scomparsi già negli anni Ottanta. L'esempio della foto aerea

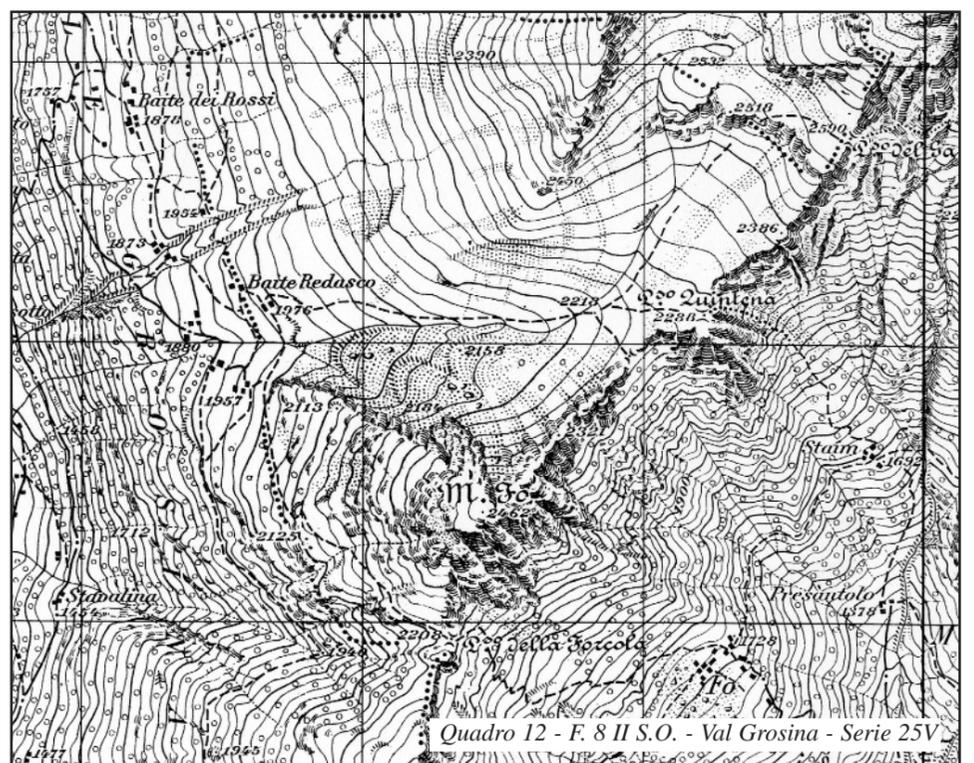


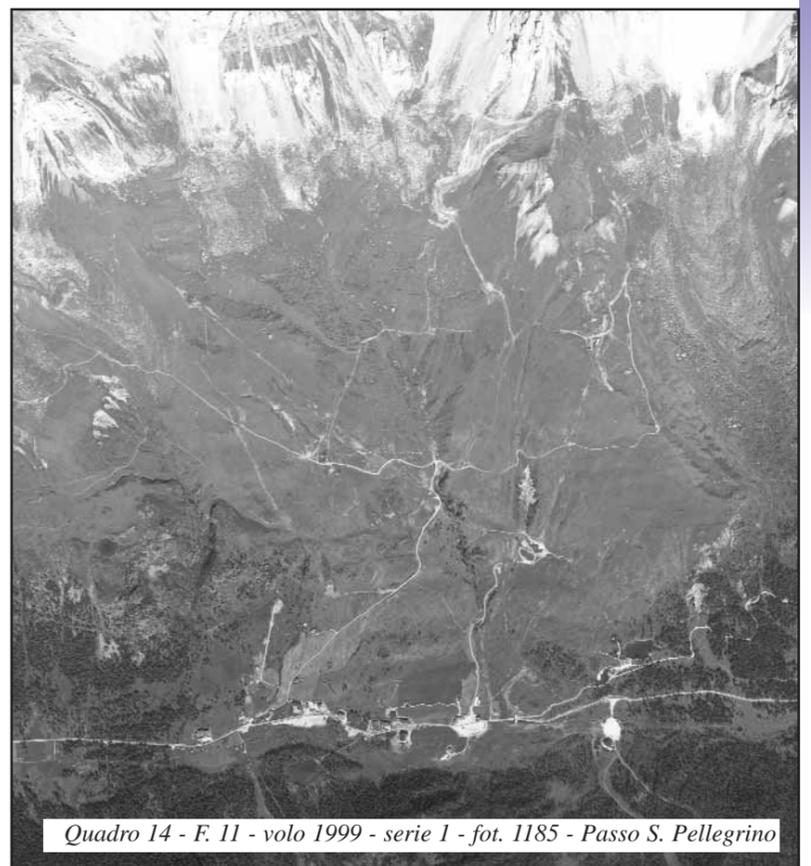
concentriche ben visibili nella fotografia aerea riportata a lato (**quadro 14**). La parte inferiore del *rock glacier* che termina presso la località di Gherghéle è invece scarsamente visibile, anche se un paio di rughe sono riportate a quota 2100.

Sono definiti *protales rampart* o «argini detritici» di nevaio o talvolta «nivomorene», accumuli detritici allungati parallelamente alle isoipse, con una depressione più o meno incisa tra il versante e la cresta del corpo. In genere presentano la scarpata verso valle più ripida di quella verso monte e sono ubicati ai piedi di falde detritiche. Si differenziano dai *rock glaciers* perché non sviluppano strutture di flusso, ma hanno al massimo un paio di creste parallele al versante o leggermente lobate.

Alcuni autori riferiscono tali forme all'ambiente periglaciale o alla presenza di *permafrost* interpretandole come il prodotto del *creep* del *permafrost* presente lungo certe falde detritiche che, a causa della morfologia del substrato sottostante o dell'insufficiente produzione di detrito, non evolvono in *talus rock glaciers*. In genere questi argini che appaiono apparentemente omogenei

(**quadro 8**) mette in rilievo la struttura superficiale caratterizzata da rughe concentriche e da alcune depressioni (in cui si accumula preferenzialmente la neve) del *rock glacier* La Foppa 1, mentre a monte del *rock glacier* inattivo sono visibili numerosi piccoli lobi nella copertura detritica. Si tratta di lobi di geliflusso, non cartografabili neppure alla scala 1:10 000. Il *rock glacier* La Foppa 1 è uno dei *rock glaciers* più studiati di tutta l'Italia e la sua temperatura sino a 3 m di profondità (strato attivo) è monitorata dal 1993; esso ha iniziato il suo movimento verso valle circa 1100 anni fa ed attualmente, dal 1993 ad oggi, ha rivelato velocità di spostamento variabili da zona a zona comprese tra 1 e 45 cm all'anno. Il vicino *rock glacier* inattivo di quota 2680 iniziò, invece, la propria attività oltre 5000 anni fa ed attualmente risulta del tutto inattivo. Nel **quadro 9** si può notare come la quasi totalità del versante nord del monte Fo sia occupato dal *rock glacier* di Val Quintena (Alpi Retiche), ben evidenziato sia dall'andamento delle isoipse che suggeriscono le rughe principali, sia dalla simbologia a pallini diretta ad indicare la granulometria grossolana superficiale. Nella fotografia aerea del **quadro 10**, nel settore nord-

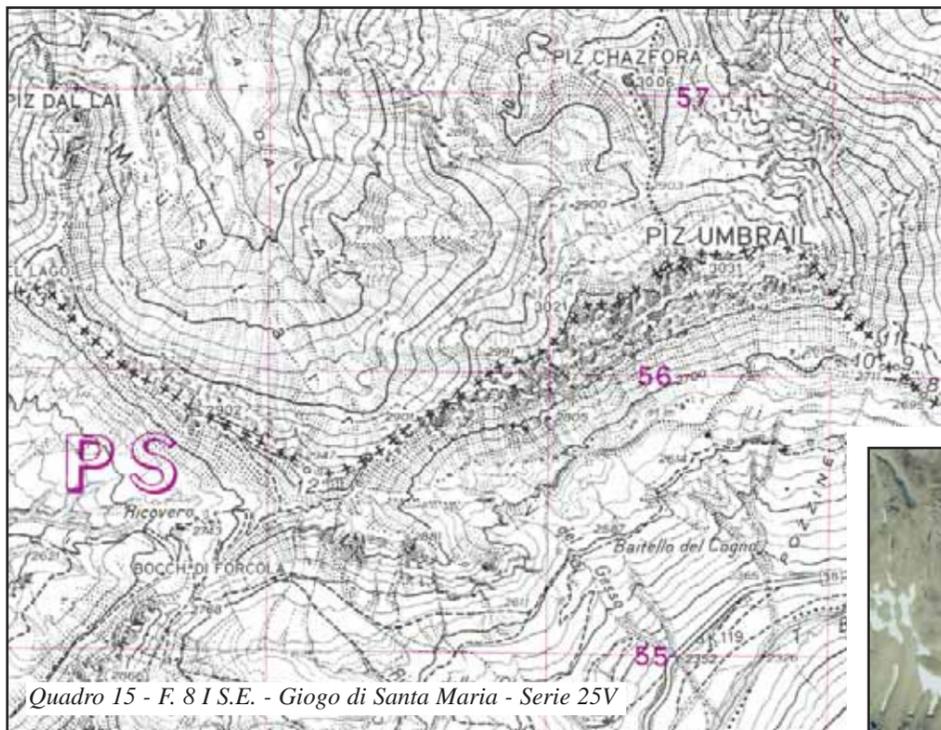




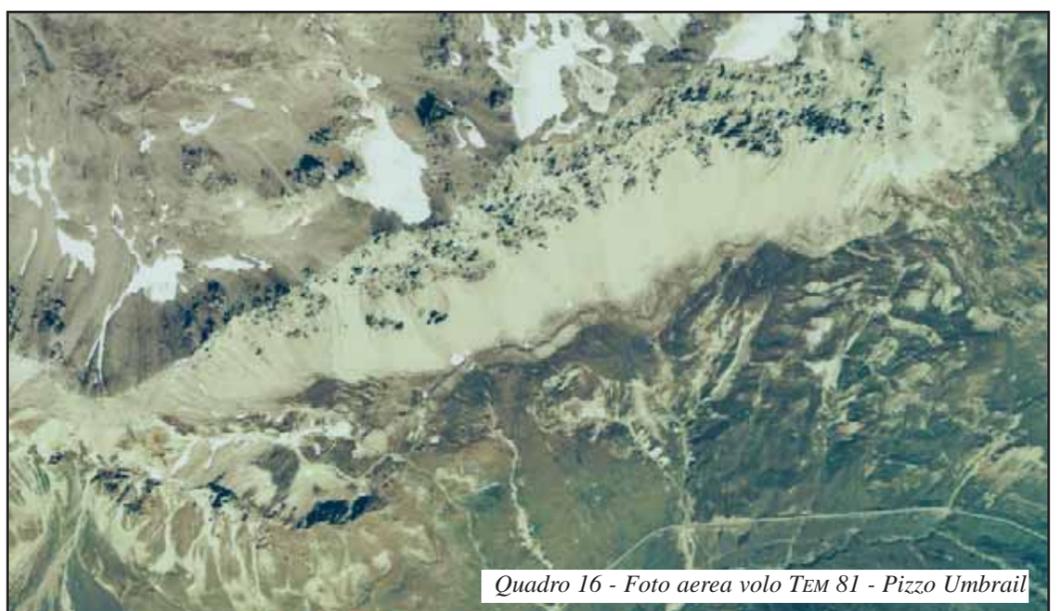
connessa soprattutto alla gravità, sono le «falde detritiche». Si tratta di porzioni di versante più o meno regolari poste al piede di scarpate rocciose con pendenze elevate (25-35°). Tali forme quindi sono da attribuire solamente alla gravità che agisce sui diedri rocciosi facendoli crollare e successivamente rotolare o rimbalzare sino alla completa dissipazione dell'energia cinetica. Bisogna però anche dire che, tra i processi di disgregazione e alterazione delle pareti rocciose, il crioclastismo è certamente efficace e quindi le falde detritiche possono considerarsi il prodotto anche di processi periglaciali. Nell'esempio riportato (**quadro 15**) si nota al piede delle scarpate rocciose evidenziate dal tratteggio artistico, un versante esposto verso sud-est con pendenza piuttosto elevata e isoipse abbastanza rettilinee, rappresentato con un puntinato indicante la presenza di detriti.

Tale conformazione è quella tipica delle falde detritiche. Al piede di queste falde detritiche è evidente un argine, indicato dal doppio tratteggio, con andamento parallelo alle isoipse, non completamente continuo e con ampie curvature verso valle: questo argine è un *protalus rampart*. Nella fotografia aerea del **quadro 16** si può osservare bene come il questa forma si estenda al piede di una grande falda detritica.

* Con la collaborazione di Alfredo Bini, Alberto Carton, Adriano Ribolini



sono invece costituiti dalla giustapposizione di più rughe. Da un punto di vista litologico sono costituiti da *facies* di versante, anche se talvolta sono arricchiti di matrice trasportata da valanghe. Altri autori ritengono che questi *ramparts* si possano formare a causa dell'accumulo di crolli di detrito trasportato da valanghe o *debris flow*, e talvolta da soliflusso, senza che intervenga deformazione per *creep* o della presenza del *permafrost*. Gli stessi autori, infatti, propongono di chiamare i *ramparts* generati in questo modo *ramparts* pronivali. Un altro tipo di forma dell'ambiente periglaciale, ma in realtà, come i *debris flows*,



BIBLIOGRAFIA

- CARTON A., PELFINI M., *Forme del paesaggio d'alta montagna*, Bologna, Zanichelli, 1988.
- GUGLIELMIN M., LOZEJ A., TELLINI C., "Permafrost Distribution and Rock Glaciers in the Livigno Area (Northern Italy)", *Permafrost and Periglacial Processes*, 1994, 5, pp. 1-12.
- GUGLIELMIN M. CON CONTRIBUTI DI NOTARPIETRO A. (1997), "Il Permafrost Alpino. Concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in Alta Valtellina)", *Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria*, CNR, 5, 1994, pp. 117.

- GUGLIELMIN M., SMIRAGLIA C. EDs., *Rock glacier inventory of the Italian Alps*, Archivio del Comitato. *Glaciologico Italiano*, GNGFG., 3, Torino, 1997, 103 pp.
- HAEBERLI W., *Creep of mountain permafrost. Internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Zurich, E.T.H. ed., 1985, pp. 142.
- RIBOLINI, "Active and fossil rock glaciers in the Argentera Massif (Maritime Alps): surface ground temperature and paleoclimatic significance", *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 37, 2001, pp. 125-140.

46. Forme da nivazione e da valanga

CLAUDIO TELLINI

Università degli Studi di Parma

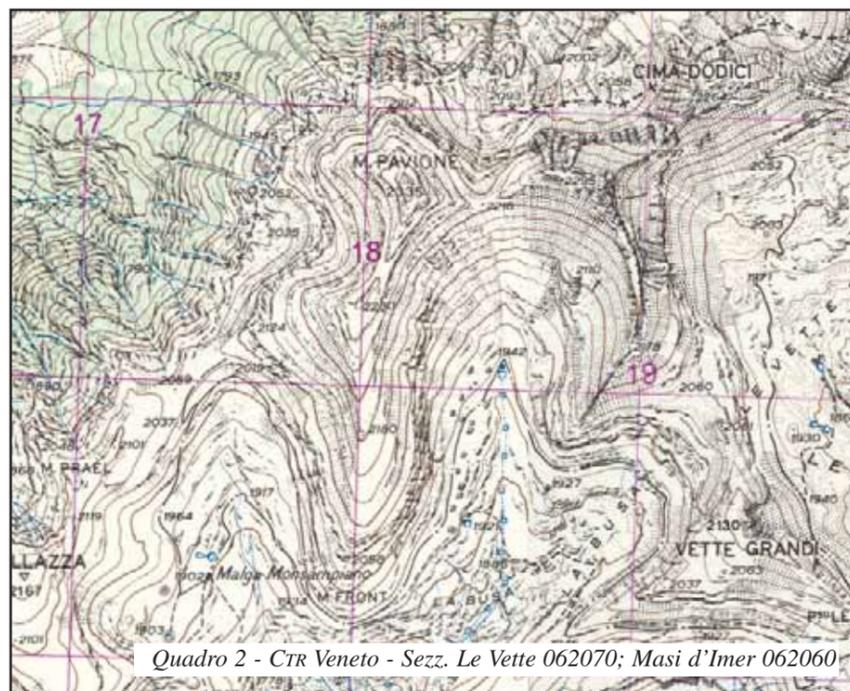
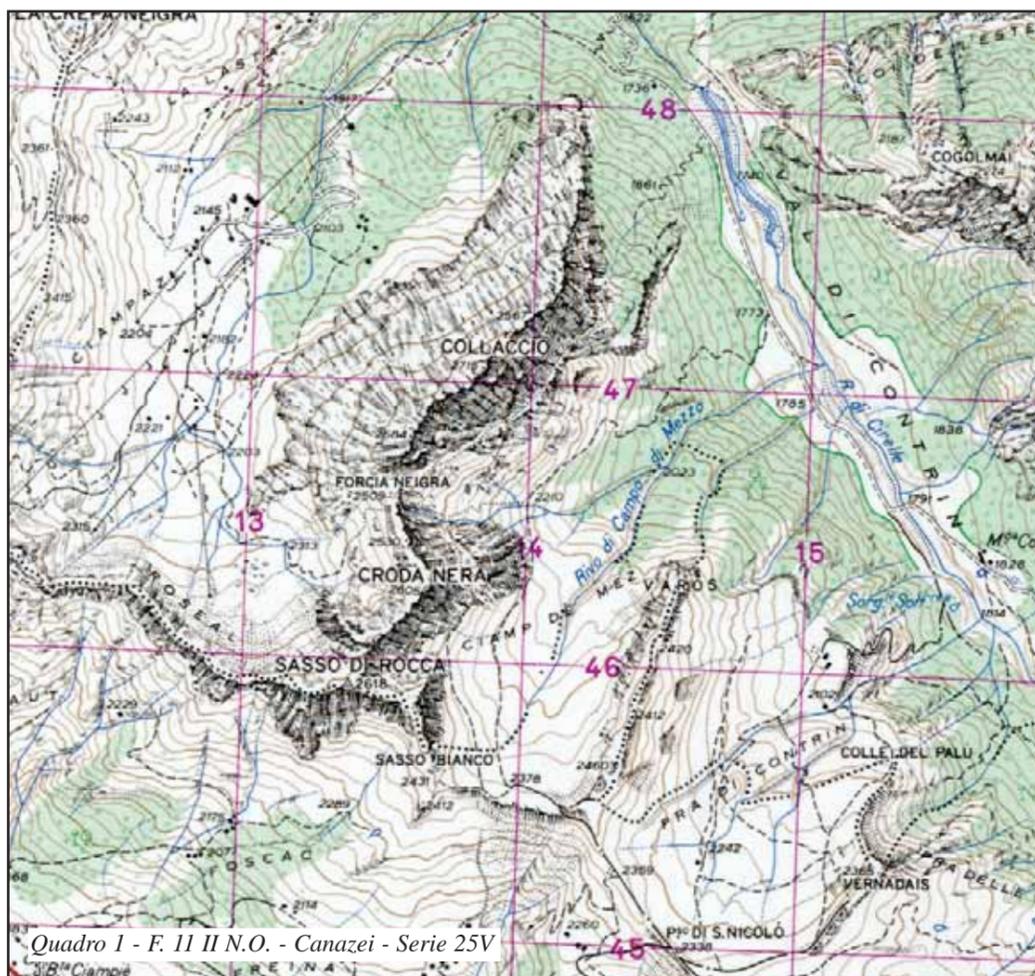
Nell'ambiente alpino d'alta quota la permanenza al suolo della neve contribuisce al lento modellamento dei versanti attraverso una serie di processi complessi, pertinenti alla morfogenesi periglaciale (ossia crionivale) e comprensivi del termine «nivazione». Questo riunisce la combinazione di fenomeni legati a cicli gelo-disgelo con l'azione criergica svolta dal ghiaccio alla periferia della placca di neve per effetto del congelamento notturno. Pertanto ai margini della placca di neve si attivano processi crioclastici, se il substrato è roccioso, oppure sollevamenti e lenti spostamenti di clasti verso il basso a causa dell'espansione volumetrica del ghiaccio e sotto l'effetto della gravità, se il substrato è detritico. I processi più comuni legati alle placche di neve riguardano quindi l'«alterazione meccanica», indotta sia dalla disgregazione crioclastica operata dai cicli di gelo-disgelo sia dal *creep* delle masse nivali con moderata abrasione delle rocce del substrato, l'«alterazione chimica» dell'acqua di scioglimento nivale, particolarmente aggressiva sulle rocce carbonatiche, ed il «trasporto di materiale» per effetto del ruscellamento nivale, di modesti *debris flows*, di scivolamento superficiale di detriti e da geliflusso.

Fra le forme di nivazione quelle che hanno un chiaro riscontro nelle carte topografiche sono esigue e corrispondono a macroforme quali «nicchie di

monte Pavione). Quindi al di sopra della massa glaciale, il magnifico anfiteatro impostato nei calcari a noduli di selce del Biancone ed in quelli del Rosso Ammonitico, entrambi di età Giurassico superiore e con giacitura di poco pendente verso sud, andava soggetto ai tipici processi della nivazione: crioclastismo, ruscellamento nivale e attività valanghiva. Tali fenomeni, seppure meno intensi che in passato, si verificano tuttora e sono simbolicamente ben evidenziati nella carta e ancor più evidenti appaiono dall'esame delle foto aeree (quadro 3). Il puntinato della carta topografica, ad esempio, rimarca tale azione morfogenetica combinata e, contemporaneamente, anche il diverso comportamento delle rocce alla gelivazione, cui le formazioni sopra citate sono molto sensibili.

D'altra parte le masse nevose possono trasformarsi improvvisamente in valanga, fenomeno gravitativo diffuso nell'ambiente alpino e di elevato grado di pericolosità per il territorio montano antropizzato. Una valanga è la rapida discesa lungo un versante di una massa essenzialmente nevosa nella quale possono anche essere trasportati ghiaccio, detriti rocciosi ed altro materiale strappato lungo la discesa (ad esempio tronchi, rami, suppellettili ecc.). Le cause d'innescò delle valanghe possono essere molteplici, da individuarsi nelle condizioni strutturali intrinseche alla copertura nevosa, nelle variazioni delle condizioni meteorologiche locali (sbalzi termici, *föhn*, improvvise nevicate, pioggia, ecc.) e nell'azione geomorfica del vento. A ciò si aggiungono l'influenza del fattore geomorfologico (in termini di pendenza, conformazione ed esposizione dei versanti) ed il comportamento diversificato della vegetazione arborea, arbustiva o erbacea. A seconda del tipo di valanga le velocità sono notevoli, essendo comprese tra 70 e 250 km/h, quest'ultima raggiunta dalle valanghe di neve polverosa.

Le valanghe lasciano segni evidenti nel paesaggio montano, in parti-



nivazione», «circhi rimodellati da processi di nivazione», «terrazzi di crioplanazione» e *protales rampart* («nivomorene»). Per queste ultime forme vedasi la tavola n. 45 «Rock glaciers ed altre forme periglaciali».

Le macroforme di nivazione, purché la morfologia dei versanti lo consenta, frequentemente modellano le aree periferiche alle masse glaciali attuali oppure quelle da tempo abbandonate dai ghiacciai.

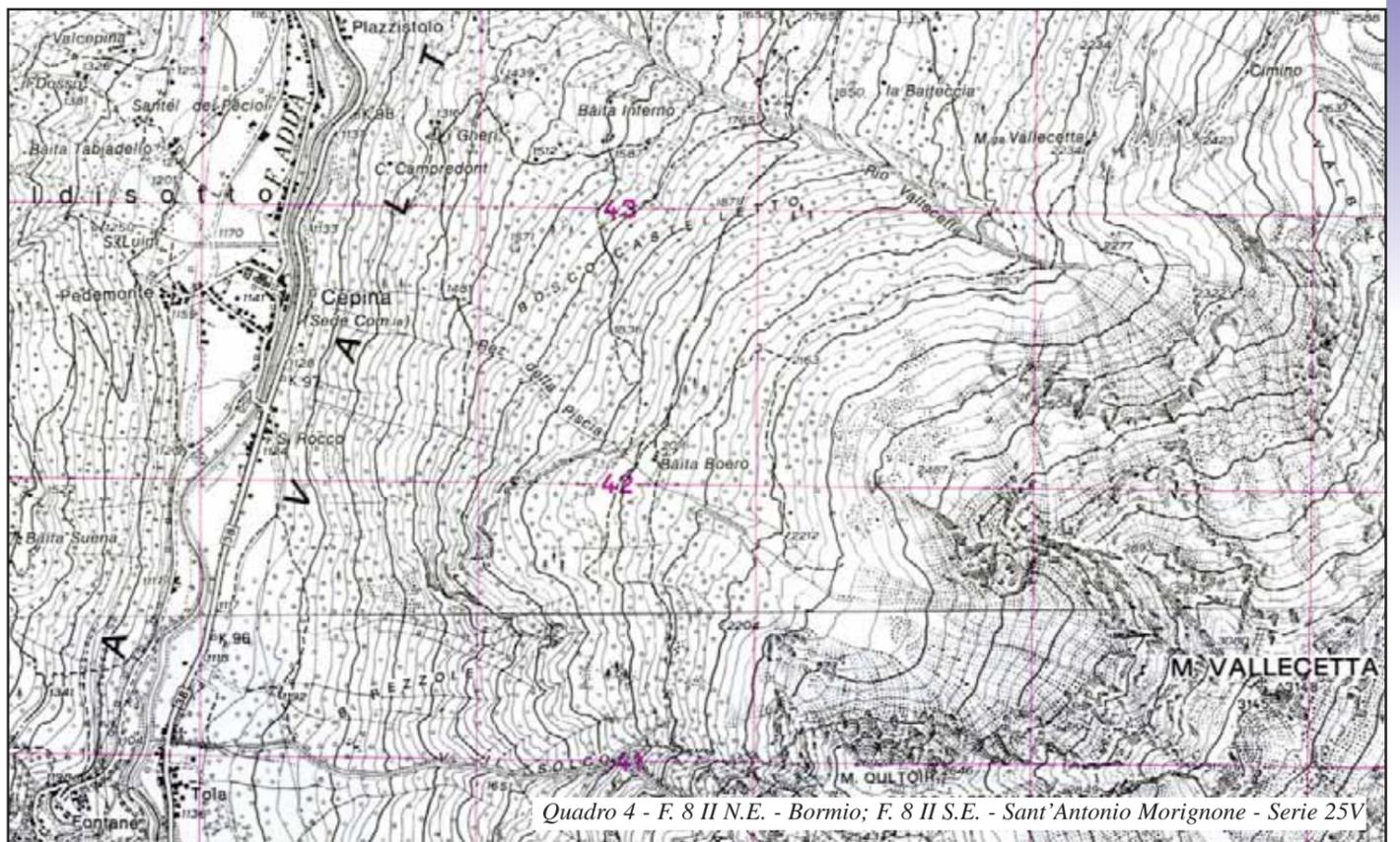
Quest'ultimo caso è riscontrabile nel **quadro 1** che riguarda l'alto versante sinistro della val Contrin, piccola valle affluente nell'Avisio, qualche chilometro a sud di Canazei di Fassa (Provincia di Trento). L'alta valle racchiude due conche attigue, Ciamp de Mez e Pra di Contrin, in cui attualmente prevale il modellamento nivale. Entrambe orientate a NNE e sospese sulla valle di Contrin, le piatte conche denotano una chiara eredità glaciale, tuttavia poco marcata sia nell'approfondimento del fondo dei circhi sia nel deposito glaciale di esiguo spessore, lasciato nelle conche. L'attuale modellamento può essere connesso alla forte degradabilità, per crioclastismo, del substrato roccioso costituito dalla «Formazione di Werfen» (*Trias medio*).

Il **quadro 2** si riferisce a grandi orli di conche semicircolari soggette a nivazione e sovrastanti gli antichi ghiacciai di circo attorno a monte Pavione, Cima Dodici e le Vette Grandi Feltrine (Provincia di Belluno). Le masse glaciali, con tutta evidenza, durante l'ultimo Massimo Glaciale occupavano il circo sino alla quota della cengia rocciosa (da 2110 m a 2058 m nel circo meridionale di

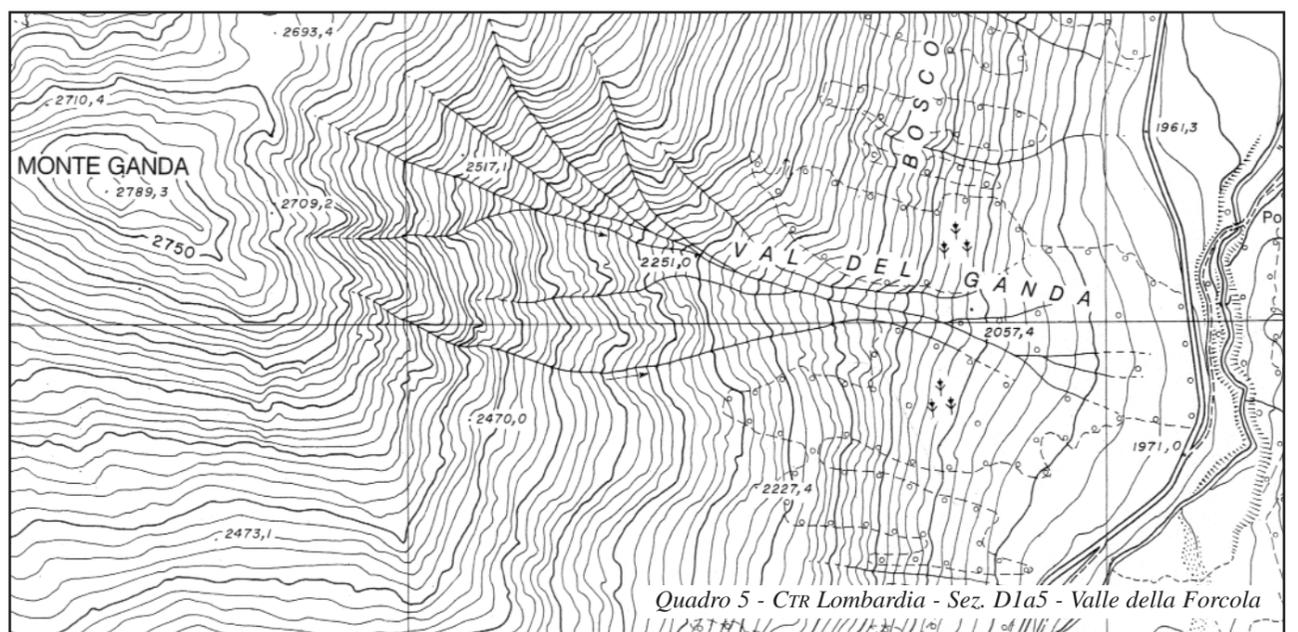


colare quelle che si attivano stagionalmente o sono intervallate da brevi periodi di quiescenza, in quanto spesso derivano dallo stesso meccanismo d'innescò, mantenendo posizione e analogo tragitto nel versante. Mostrano tale comportamento le valanghe primaverili formate da neve sciolta bagnata che raggiungono anche una velocità di circa 70 km/h. La morfologia caratteristica di questo tipo di valanga è evidente anche dalla topografia, rimarcata dall'andamento delle isoipse che evidenziano bene le tre parti in cui si sviluppa il fenomeno: - 1) nella parte elevata del versante prende origine la «nicchia di distacco» (*starting area*) della valanga, comunemente una forma concava a semi-imbuto oppure a canale più o meno stretto; - 2) la massa poi si immette e scorre in un «corridoio di valanga» (*avalanche track*) di pendenza, lunghezza e larghezza variabili a secondo della morfologia, estensione e litologia del versante. Assieme all'aumento della massa nevosa questi elementi influenzano velocità e potenza della valanga; - 3) quando l'accumulo raggiunge il fondo valle si forma un cono da valanga (*avalanche cone*) che aumenta, evento dopo evento, di volume per l'apporto dei detriti strappati dal substrato del canale ed altri materiali inglobati dalla massa di neve.

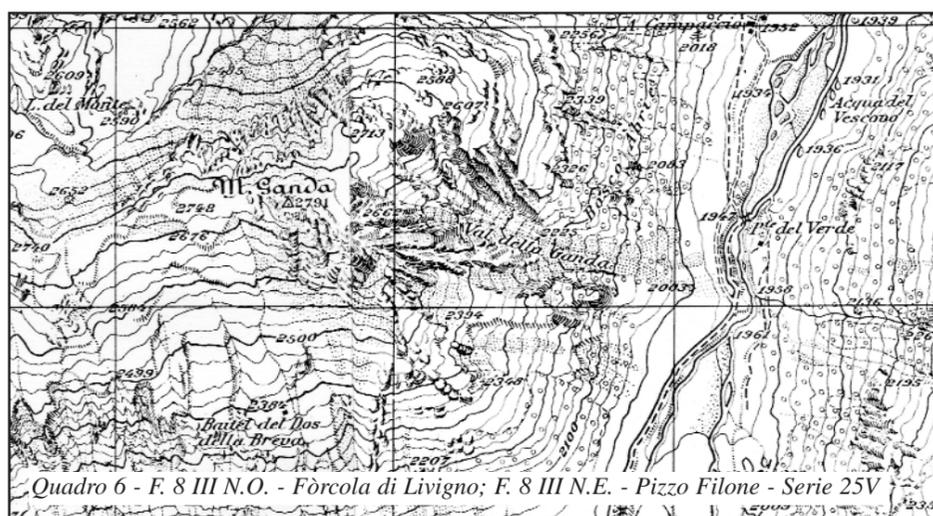
I tre settori morfologici contraddistinguono, sebbene con rapporti dimensionali diversi, anche le valanghe di monte Vallecetta (**quadro 4**) e di monte Ganda (**quadro 5**), rispettivamente vicine a Bormio e a Livigno, in alta Valtellina. Il primo caso si riferisce ad una valanga, ricorrente nella sua pericolosità, che nasce da un'ampia testata di origine glaciale, sottostante le cime del Vallecetta e cima Bianca, nella quale una piccola «vedretta» è in via di progressiva estinzione. Il lunghissimo canale di scorrimento utilizza l'impluvio di rio Vallecetta ed il cono (o ventaglio) di valanga si apre tra gli abitati di Piazzistolo e Piazza, le cui case sono state in passato, unitamente alla strada statale 38, coinvolte dalla massa valanghiva. Di dimensione più ridotta e di aspetto più compatto la zona occupata dalla valanga di monte Ganda, nella valle della Forcola di Livigno (si veda il confronto fra scale topografiche diverse e foto aerea) (**quadri 5, 6, 7**). Dal punto di vista planimetrico la zona di distacco e del cono di valanga quasi si equivalgono riducendo a poche decine di metri il canale di scorrimento. L'ampio cono è ben evidenziato dalle isoipse e dalla curvatura della strada, occasionalmente investita dalla valanga, e su di esso si possono notare gli eventi valanghivi più recenti che intagliano a raggiera la copertura boschiva.



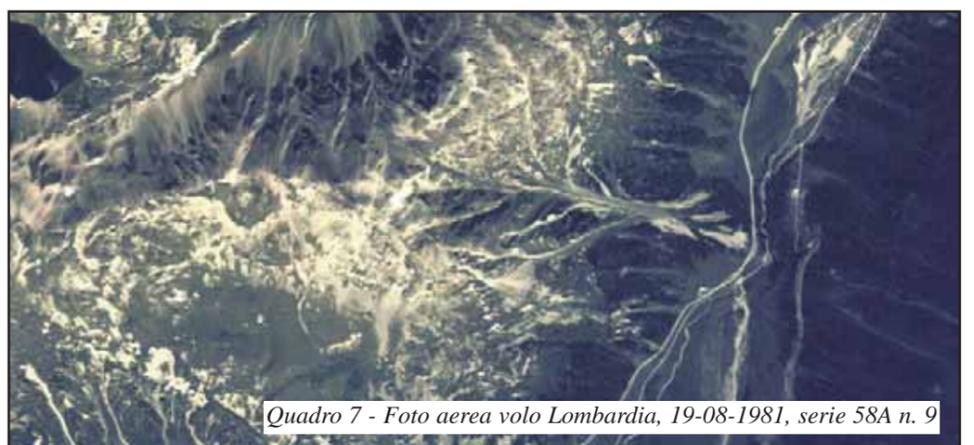
Quadro 4 - F. 8 II N.E. - Bormio; F. 8 II S.E. - Sant'Antonio Morignone - Serie 25V



Quadro 5 - CTR Lombardia - Sez. D1a5 - Valle della Forcola



Quadro 6 - F. 8 III N.O. - Forcola di Livigno; F. 8 III N.E. - Pizzo Filone - Serie 25V



Quadro 7 - Foto aerea volo Lombardia, 19-08-1981, serie 58A n. 9

BIBLIOGRAFIA

CAPELLO C. F., *Terminologia e sistematica dei fenomeni dovuti al gelo discontinuo*, Università di Torino, Pubbl. della Facoltà di Magistero, Torino, Giappichelli, 1960, pp. 320.
 CASTIGLIONI G. B. (A CURA DI), "Le calamità naturali nelle Alpi", Ist. di Geografia, Università di Padova, 1974, *Atti del XXI Congr. Geogr. Italiano*, Verbania, Vol. II, Tomo I, 1971.
 CARTON A, PELFINI M., *Forme del Paesaggio d'alta montagna*, 1988, Zanichelli, Bologna, pp. 134.

INTERNATIONAL COMMISSION ON SNOW AND ICE, *Avalanche Atlas. Illustrated International Avalanche Classification*, 1981, Paris, UNESCO, pp. 265.
 FRENCH H. M., *The periglacial environment*, London, Longman, 1976, pp. 309.
 KEYLOCK C., "Snow avalanches", *Progress in Physical Geography*, 21, 4, 1997, pp. 481-500.
 THORN C., *Nivation: a geomorphic chimera*, in CLARK M. J. (Editor), *Advances in Periglacial Geomorphology*, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 1988, pp. 3-32.