CENTRO STUDI DI GEOGRAFIA FISICA E CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA
DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE PRESSO L'UNIVERSITÀ DI PADOVA

G. B. CASTIGLIONI

I DEPOSITI MORENICI DEL GRUPPO ADAMELLO-PRESANELLA CON PARTICOLARE RIGUARDO AGLI STADI GLACIALI POSTWÜRMIANI

(Con 29 figure nel testo, tre tavole ed una carta fuori testo alla scala 1:120·000)

PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1961

Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova

Volume XXIII

INTRODUZIONE

Nel 1955, il Prof. Giambattista Dal Piaz mi rivolse l'invito di studiare i depositi quaternari del Gruppo Adamello-Presanella, sulla base dei rilevamenti geologici a grande scala già compiuti in quel gruppo da vari ricercatori, a ciò incaricati dal Centro di Studio per la Geologia e Petrografia del C.N.R., presso l'Università di Padova, diretto dal Prof. A. Bianchi e dal Prof. Gb. Dal Piaz stesso.

Il lavoro venne da me svolto negli anni successivi, e richiese, oltre all'esame dei rilevamenti geologici esistenti, pubblicati o inediti, anche accurate ricerche di campagna, miranti all'esame diretto, sul terreno, della natura e della morfologia dei depositi quaternari, necessario per la loro interpretazione; il lavoro di campagna si prolungò negli anni 1955, 1956 e 1957, e portò ad abbondanti risultati, anche per il reperimento di nuovi dati. L'elaborazione di tutto il materiale richiese parecchio tempo e fu ritardata da nuovi impegni sopraggiunti. Questo studio è entrato a far parte del programma del Centro di Studio per la Geografia fisica del C.N.R., presso l'Università di Padova. istituito nel 1956 sotto la direzione del Prof. G. Morandini, programma che prevede, fra l'altro, questi lavori di collaborazione con il Centro di Studio per la Geologia e Petrografia.

I limiti del territorio oggetto del presente studio corrispondono ai limiti orografici del Gruppo Adamello-Presanella, compreso tra la Val Camonica ad Ovest, l'alta Val Camonica, il Tonale e la Val di Sole a Nord; la Val Meledrio, il Passo di Carlo Magno, il Sarca di Campiglio, la Val Rendena, il solco Tione - Bondo - Creto - Címego, nelle Giudicarie, ad Est; la valle del Cáffaro, il Passo di Croce Domíni e la Valle delle Valli a Sud. Rimane però esclusa dal mio studio quasi tutta la regione montuosa a Sud del Passo del Bruffione, compresa tra la Valle del Cáffaro e quella del Chiese, anche se, dal punto di vista orografico, essa fa ancora parte del Gruppo dell'Adamello inteso in senso lato. Entro questi limiti il territorio corrisponde all'incirca a quello rappresentato nella nuova carta geologica 1:50.000 del massiccio dell'Adamello, in corso di pubblicazione presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Padova. In previsione dell'uscita di questa carta, non viene allegata al presente lavoro una carta speciale a grande scala.

Il versante settentrionale del Gruppo della Presanella ha già visto lo studio dei depositi quaternari da parte del Prof. R. Malaroda (1948) ([1]); esso non ha quindi formato oggetto di ricerche da parte mia, e viene qui considerato solo indirettamente, per i necessari confronti con il resto della regione. Un lavoro speciale riguardante gli

([1]) Per le citazioni bibliografiche si veda l'elenco alla fine del lavoro; i riferimenti alle varie opere, nel testo, sono indicati dall'anno della loro pubblicazione, accanto al nome dell'autore.

antichi depositi morenici esiste pure per la parte più orientale del territorio, presso Madonna di Campiglio, ad opera di Gb. Dal Piaz (1935). Per il resto della regione parecchio materiale è stato pubblicato in passato in varie opere specialmente di carattere geologico, nelle carte geologiche, e in lavori glaciologici o, più in generale, geografici. Alcune notizie sono contenute nell'opera di Penck e Brückner sulle Alpi nell'Era Glaciale (1909), che rimane la base per ogni ricerca su questo argomento; molto materiale è pure pubblicato nell'opera geologica generale del Salomon (1908-1910), e alcuni dati anche nel fondamentale lavoro morfologico del Lehmann (1920), di cui è apparsa solo la prima parte, mentre la seconda, purtroppo, è andata perduta.

Delle numerose carte geologiche di cui ho potuto servirmi per conoscere la distribuzione del morenico, alcune vengono indicate nell'apposito elenco alla fine del lavoro, altre sono contenute in pubblicazioni geologiche citate nell'elenco bibliografico. Per i luoghi in cui mancano carte recenti, potei servirmi dei rilievi geologici in scala 1:25.000 o più grande, eseguiti da vari autori, non ancora pubblicati nella carta generale 1:50.000, per il ritardo che ha subito la preparazione di quest'ultima. Si tratta dei rilievi eseguiti da G. Cevales, Gb. Dal Piaz, F. Decima Proto, I. Dieni, R. Malaroda, A. Pollini, E. Semenza, B. Zanettin. A questi rilievi geologici verrà fatto di volta in volta riferimento nelle descrizioni particolari, ma desidero fin d'ora esprimere la mia gratitudine per tutti coloro che hanno prontamente acconsentito alla mia richiesta di poter utilizzare per lo studio questi materiali inediti.

Le formazioni quaternarie nel Gruppo Adamello-Presanella sono rappresentate in prevalenza dai depositi caratteristici di ogni regione alpina a rilievo aspro, con larga estensione dell'ambiente di alta montagna. Sono frequentissime le formazioni legate direttamente al glacialismo attuale o a quello pleistocenico (depositi morenici di vario tipo, « marocche », depositi fluvioglaciali, ecc.); e così pure i depositi di riempimento lungo le valli, o nelle conche di ultraescavazione glaciale, o nelle conche intermoreniche o originate da fenomeni di sbarramento (alluvioni, conoidi alluvionali, depositi deltizi o lacustri, depositi torbosi). Diffusissimi sono anche i semplici accumuli di detriti dovuti al disfacimento delle rocce, disposti in falde e coni detritici, o talvolta anche in colate di pietre (pietraie semoventi), o in pseudomorene di nevaio. Tutte queste formazioni, per la loro estensione ed evidenza, hanno notevole importanza anche nel paesaggio, specialmente nell'ambiente di alta montagna.

Nel corso del lavoro fui portato a limitare l'oggetto delle ricerche al morenico, pur senza trascurare le altre formazioni quaternarie, man mano che si presentava l'occasione. In particolare, lo studio degli stadi postwürmiani si presta ad una trattazione d'insieme, e mi ha portato a qualche risultato di carattere generale. Per gli altri depositi ho preferito limitarmi a qualche cenno, inserendoli di volta in volta nelle descrizioni particolari; oppure rinviare agli studi geologici già esistenti per molte parti del territorio. La datazione degli stadi glaciali permette spesso di precisare anche l'età di altri depositi; dovunque ciò era possibile, non ho tralasciato di farlo.

Anche per quanto riguarda la morfologia, il mio studio tocca appena qualche aspetto particolare, e fornisce qualche contributo più generale solo in quanto indica l'estensione e l'età dei ghiacciai stadiali, i quali certamente hanno avuto una importanza non trascurabile nell'evoluzione morfologica del territorio.

Nel corso del mio lavoro di campagna non è stata possibile naturalmente una revisione completa dei depositi quaternari, neppure limitandomi al morenico; tuttavia ho potuto acquisire quella conoscenza diretta dei luoghi, e di molti fatti particolari, indispensabile per l'esatta interpretazione del materiale raccolto, durante la successiva elaborazione a tavolino. Oltre alle peregrinazioni degli anni di ricerca vera e propria, vorrei ricordare anche le altre precedenti occasioni in cui, guidato dai miei Maestri, presi contatto con il gruppo montuoso e con i suoi problemi geografici e geologici: vale a dire le escursioni che potei compiere, ancora studente, in Val di Genova col Prof. G. Morandini, in Val Rendena e in Val di Breguzzo con i Proff. A. Bianchi e Gb. Dal Piaz; o, per risalire ancora di più nel tempo, le escursioni compiute da ragazzo con mio padre, nel Gruppo della Presanella, nel lontano 1942.

Nel corso del mio lavoro sono stato costantemente guidato dal Prof. Giuseppe Morandini, Direttore dell'Istituto di Geografia di questa Università, e dal Prof. Giambattista Dal Piaz, Direttore dell'Istituto di Geologia; a loro desidero esprimere la mia profonda gratitudine, per i consigli ed aiuti di cui mi sono stati larghi, sia nella preparazione sia nel corso della stampa di questo studio. Desidero ringraziare anche il Prof. Angelo Bianchi, Presidente del Comitato per la Geografia, Geologia e Mineralogia del C.N.R., e il Prof. Aldo Sestini, Segretario del Consiglio direttivo del Comitato stesso, per il parziale contributo accordato dal C.N.R. per la stampa di questa memoria.

Il Prof. Gb. Dal Piaz, il Prof. G. Morandini e il Prof. R. Malaroda mi comunicarono molte loro osservazioni personali e misero a mia disposizione i loro appunti inediti a proposito del morenico nei territori da loro studiati. Potei anche conoscere i dati più recenti sui ghiacciai attuali grazie alla cortesia dei Proff. C. Saibene e V. Marchetti, che mi permisero di consultare le schede da loro preparate per il secondo volume del Catasto dei Ghiacciai Italiani, non ancora pubblicato. Dal Prof. Morandini, dal Prof. Dal Piaz, dall'Ing. A. Lori, dal Prof. D. Di Colbertaldo, dal Dott. E. Semenza e dal Sig. A. Zampatti, mi vennero concesse per la pubblicazione belle e interessanti fotografie.

A tutti desidero esprimere la mia viva gratitudine.

CENNI SULLE GRANDI GLACIAZIONI

Le tracce lasciate dalle grandi glaciazioni nel territorio sono senza dubbio notevoli, sia nelle caratteristiche forme di erosione, sia nei depositi morenici abbandonati. Per quanto riguarda le forme di erosione, è talvolta difficile, o anche impossibile, distinguere che cosa vada attribuito all'azione dei grandi ghiacciai würmiani, e che cosa a quelli delle precedenti glaciazioni, o a quelli postwürmiani. Lo studio di queste forme comunque esula dai compiti che mi sono prefisso in questo lavoro, per cui non mi resta che rinviare alle pubblicazioni di coloro che se ne sono occupati espressamente (per esempio: Cozzaglio, 1895, 1935; Penck, 1909; Salomon, 1900, 1910; De Gasperi, 1913 a; Lehmann, 1920; Merciai, 1925, 1930).

Anche per quanto riguarda i depositi morenici, si presentano varie difficoltà. In ogni caso si deve subito ricordare che una regione d'alta montagna, con le valli che ne discendono, si presta poco allo studio del morenico delle grandi glaciazioni; esso non è sempre ben distinguibile dal morenico stadiale, ed è di solito rappresentato da morena

di fondo, o da morena sparsa abbandonata durante lo scioglimento delle colate vallive. Durante le grandi glaciazioni gran parte del territorio studiato si trovava nell'area dei bacini di raccolta dei ghiacciai, al di sopra del limite delle nevi, e di conseguenza non vi si potevano formare morene di sponda.

Numerosi autori si sono occupati di riconoscere l'andamento delle grandi colate delle valli principali, che scendevano verso la pianura terminando, rispettivamente, negli anfiteatri del Lago d'Iseo, del Lago d'Idro e del Garda. Gli indizi disponibili per queste ricostruzioni sono la distribuzione degli erratici e le forme dei monti, in quanto rivelano fino a quale altitudine questi furono investiti dai grandi ghiacciai, e, in qualche caso, la direzione del movimento glaciale. Generalmente i ghiacciai così ricostruiti sono stati attribuiti, dai vari autori, al Würmiano; ma poco più ad oriente, nel Gruppo di Brenta, si sono attribuite tracce glaciali più elevate (veramente assai elevate) ad una grande glaciazione più antica.

Con i progressi compiuti nel frattempo dagli studi sugli anfiteatri morenici pedemontani, questa visione deve in parte essere modificata, almeno nel senso che gli spessori delle colate glaciali veramente würmiane furono probabilmente minori di quanto fu supposto in passato. Infatti, per limitarci alla sola Val Camonica, sulla base degli studi del Vecchia (1954) i residui glaciali più elevati (erratici isolati e ferretto sparso) dovrebbero corrispondere al livello raggiunto dalla glaciazione Mindel, mentre al Rissiano si dovrebbero attribuire le morene fresche più elevate, e al Würmiano solo morene poste a un livello ancora più basso. Presso l'estremità superiore del Lago d'Iseo, il Vecchia pone il livello massimo raggiunto dalla glaciazione Würm a circa 600 m s. m., quello del Riss a circa 1000 m, quello del Mindel a circa 1300 m o poco più. Tali differenze di spessore nelle diverse glaciazioni dovettero farsi sentire naturalmente, sia pure attenuate, anche più in alto, nelle valli montane, e quindi tutte le ricostruzioni finora compiute per le grandi glaciazioni del nostro territorio andrebbero rivedute, o almeno occorrerebbe precisare a quale glaciazione si riferiscono.

Non mi sono occupato di tale questione se non occasionalmente, ma posso dire che gli indizi per una precisazione di questo genere sono assai scarsi. Il morenico, che è veramente abbondante almeno in alcuni tratti dei versanti delle valli principali, è generalmente fresco; esso mostra casi di alterazione (negli stessi blocchi tonalitici) ma presenti un po' dovunque, e non a determinati livelli, così che non si riesce ad attribuir loro alcun significato di età ([1]).

Riassumo brevemente quanto è stato stabilito dagli autori precedenti, senza precisare il riferimento all'una o all'altra glaciazione.

Nel Gruppo di Brenta le osservazioni dello Schwinner (1912 a), riprese dal Trevisan (1936, 1939 a) e dal Wiebols (1938), basate sul ritrovamento di erratici cristallini a grande altitudine, portano ad ammettere una grande glaciazione prewürmiana

---

([1]) Nel territorio di questo studio, in un solo luogo, ch'io sappia, un autore ha citato un caso di « morena ferrettizzata »: il Malaroda (1954, p. 44), per la morena di Malga Gello, posta in una valle laterale della Valle di Daone, a m 1860 d'altitudine. Per la situazione di questo deposito, si dovrebbe pensare ad una morena stadiale (dello Gschnitz).

con livello a circa 2700 m almeno, fino a 3000 secondo il WIEBOLS, presso Madonna di Campiglio ([1]).

Il morenico fresco riferibile alle grandi glaciazioni (si tratti dell'ultima, o di quella precedente, rissiana), è molto considerevole sia per estensione, sia, qualche volta, per spessore, sui versanti delle valli principali; è caratteristica la presenza in esso degli elementi di rocce intrusive dell'Adamello, diffusi lungo tutte le valli che discendono dal massiccio. Ne ha parlato diffusamente il SALOMON nella sua opera generale (1908-1910).

Queste morene rivestono con notevole continuità le pendici del Gruppo della Presanella verso la Val di Sole, la Val Meledrio e la Valle di Campiglio. Anche nella Val Camonica esse coprono i versanti fino a grande altitudine. Nella media Val Camonica sono state descritte ripetutamente le potentissime morene di fondo del versante sopra Cimbergo e Paspardo (SALOMON, 1908-1910, p. 59 e 436; RIEDEL, 1948, p. 101; ACCORDI, 1953, p. 46). In base all'altitudine massima dei resti morenici e delle forme di arrotondamento glaciale sui fianchi montuosi, venne stabilita l'altitudine dei ghiacciai würmiani lungo le valli principali, altitudine che probabilmente deve essere invece riferita ai ghiacciai rissiani ([2]). Il Passo del Tonale rappresentava una « *Eisscheide* », a circa 2400 m d'altitudine; è invece discusso se al Campo di Carlo Magno si verificasse trasfluenza dal ghiacciaio della Val di Sole verso quello del Sarca ([3]), mentre è del tutto evidente la trasfluenza dalla Val Rendena e dalla Val Breguzzo verso il Chiese, attraverso la Sella di Bondo. Sul lato lombardo, è accertato che il ghiacciaio dell'Oglio veniva largamente in contatto con quello dell'Adda ai Passi dell'Aprica e del Mortirolo, ricevendone il contributo ([4]). Nella media Val Camonica gli erratici più elevati sono quelli trovati dal MOEBUS (1901, p. 20), che permettono di porre l'antica superficie glaciale sui 1700 m presso Breno (cfr.: SALOMON, 1910, p. 439).

Di notevole interesse per il nostro studio è la presenza di terrazzi morenici a varia altitudine sui fianchi delle valli principali, che testimoniano le tappe della pro-

---

([1]) Nei dintorni di Madonna di Campiglio il TREVISAN (1936) ha descritto alcune formazioni legate a questa glaciazione, o comunque ad una glaciazione prewürmiana. Si tratta di alcuni lembi di breccia calcarea, interpretata allo stesso modo della breccia dello Spinale, cioè come un resto di « marocche », materiale di frana caduto sul ghiacciaio in fase di ritiro. Nella sua memoria (1939 a) e nella carta 1:50.000 che l'accompagna, questo autore indica affioramenti di tale breccia a Nord e a Sud di Madonna di Campiglio. Queste formazioni erano già state in parte descritte dallo SCHWINNER (1912 b, p. 140 segg.). Il WIEBOLS afferma invece (1938, p. 294-295) che il materiale affiorante lungo il Sarca sotto Campiglio è una breccia tettonica, lungo la linea delle Giudicarie. Egli descrive inoltre, poco lontano (p. 316 e 322), un affioramento di ghiaie alluvionali, che interpreta come alluvioni interglaciali.

([2]) Rinvio alle ricostruzioni del PENCK (1909, cartine a p. 786 e 852), del KLEBELSBERG (1935, p. 540), del WIEBOLS (1938, tav. XII), del TREVISAN (1939 a, fig. 17, p. 67) e di B. CASTIGLIONI (1940), che rappresentano tutto o parte del territorio qui considerato, oltre a regioni limitrofe.

([3]) Il fatto sembra accertato, in seguito al ritrovamento di erratici provenienti dalla Val di Sole nei dintorni di Malga Zeledria (SALOMON, 1908, p. 149-150) e di Madonna di Campiglio (SCHWINNER, 1912 b, p. 137; WIEBOLS, 1938, p. 318). La maggior parte degli autori concorda nel porre l'altitudine della superficie glaciale würmiana sui 2150-2200 m al Campo di Carlo Magno (PENCK, SCHWINNER, TREVISAN, B. CASTIGLIONI). Il KLEBELSBERG (1935) ammette invece un'altitudine di 2300 m, e il WIEBOLS addiritura di 2500 m, però solo in base ad argomenti morfologici non del tutto convincenti (1938, p. 320). Secondo la ricostruzione di quest'ultimo autore, anche nella Val Rendena la superficie glaciale sarebbe stata più elevata di circa 300-400 m rispetto a quanto supposto dagli altri, e precisamente a circa 2200 m poco sotto Pinzolo, contro 1900 del KLEBELSBERG e di B. CASTIGLIONI, 1800 del PENCK e del TREVISAN (attorno a 1900 m per il LEHMANN, 1920, p. 28). In ogni caso lo spessore della colata glaciale superava qui i 1000 m.

([4]) Cfr.: COZZAGLIO (1895, 1916, 1935); PENCK (1909, p. 824-25); SALOMON (1910, p. 437); il VECCHIA (1954) ammette che tale trasfluenza fosse rissiana, e che fosse cessata durante la glaciazione Würm.

gressiva riduzione delle colate würmiane. Vari casi sono ricordati nelle opere descrittive del SACCO (1935, 1936); altri saranno indicati nella descrizione particolare dei capitoli seguenti ([1]). Per il loro studio sistematico sarebbe necessario naturalmente prendere in considerazione in modo completo le grandi vallate, ciò che non è stato compiuto nella mia ricerca. In Val Camonica tali terrazzi sono numerosi, e si prolungano, in parte come terrazzi alluvionali, anche nelle valli laterali, ma non vi ho compiuto ricerche di dettaglio, e comunque non è ancora possibile un collegamento con i livelli di terrazzi würmiani riconosciuti dal VECCHIA (1954) sui fianchi della conca sebina. Per le valli del Sarca e del Chiese ho tentato, come si vedrà, il collegamento di alcuni terrazzi e argini morenici, che forse permettono di riconoscere uno dei più antichi stadi postwürmiani.

METODO PER LO STUDIO DEI GHIACCIAI STADIALI

Lo studio dei depositi morenici stadiali nelle valli alpine parte, come è noto, dalla classificazione degli stadi presentata da PENCK e BRÜCKNER nella loro opera sulle Alpi nell'Era Glaciale (1909). La distinzione dei tre stadi classici (Bühl, Gschnitz, Daun), pur rimanendo valida nelle sue grandi linee, ha subíto con gli studi successivi modifiche e precisazioni, per adattarsi alla complessa varietà dei fenomeni. Lo studio dei depositi morenici, con dati di osservazione sempre più abbondanti, ha fatto riconoscere un numero sempre maggiore di soste e oscillazioni, che sono state sistemate nello schema degli stadi classici, o mediante raggruppamento negli stadi principali, a lor volta suddivisi in sottostadi (indicati coi numeri romani I, II, ecc.) o con la definizione di nuovi stadi intercalati ai precedenti. Per quanto siano passati già molti anni da quando si è iniziato, nella regione alpina, lo studio degli stadi postwürmiani, non tutti gli elementi della cronologia stabilita per essi possono oggi dirsi acquisiti come definitivi; anzi si può dire che tale cronologia è ancora soggetta a revisione, sia per differenze di impostazione tra i diversi autori, sia, soprattutto, per i nuovi dati di fatto che le ricerche mettono alla luce. Si può aggiungere che, in qualche caso, gli studi palinologici hanno permesso di seguire anche nelle Alpi le modificazioni del mantello vegetale durante le oscillazioni climatiche che si sono succedute dal Würmiano ad oggi, fornendo un efficace mezzo di controllo dei risultati dello studio delle morene.

Uno schema in parte diverso da quello di PENCK e BRÜCKNER è inserito nel trattato di R. v. KLEBELSBERG (1948-1949, II, p. 704 segg.); esso tiene conto dei contributi di vari studiosi, specialmente di scuola austriaca, oltre che dell'autore stesso. A tale schema farò riferimento nel presente studio, riservandomi di ritornare, nelle conclusioni, sull'argomento, per discutere la applicabilità o meno di tale schema alla regione da me studiata.

Lo studio del morenico stadiale in una regione deve mirare, a mio modo di vedere, non solo alla datazione delle morene, sulla base di uno schema cronologico stabi-

---

([1]) Mi pare di notevole interesse anche l'estesa terrazza morenica situata in Val di Sole, a Sud di Fucine, a 1500 m s. m.

lito, e insieme alla ricostruzione dell'estensione dei ghiacciai in ciascuno stadio, ma anche alla discussione e al controllo, fin dove possibile, della esattezza di quello schema cronologico, che deve considerarsi, entro certi limiti, provvisorio. A tal fine sono particolarmente utili i confronti fra regioni diverse, da un lato per stabilire i necessari parallelismi nella storia delle oscillazioni glaciali, dall'altro per cercare le cause che rendono a volte problematici questi parallelismi. Cause molto varie possono aver impedito talvolta la conservazione di resti morenici corrispondenti a qualche oscillazione glaciale. Cause locali o generali possono però anche avere turbato realmente le vicende glaciali, così che un vero parallelismo non si può riconoscere, in certi casi, nemmeno per valli vicine o per ghiacciai vicinissimi.

Oltre alle differenze dovute a fenomeni del tutto locali, e oltre a quelle dovute al diverso modo di reagire dei ghiacciai alle medesime oscillazioni climatiche, è anche possibile che, in parti lontane fra loro nella stessa catena alpina, certe oscillazioni climatiche generali siano state più o meno profonde, con effetti più o meno sensibili per i ghiacciai. Naturalmente si potrà pervenire con sicurezza a conclusioni in tal senso solo dopo studi completi, ed estesi a gran parte della catena alpina.

In ogni modo è vantaggioso, per uno studio di questo tipo, il poter estendere la ricerca ad un territorio abbastanza vasto; ciò è stato reso più facile nel mio caso, perchè avevo a mia disposizione un gran numero di dati dei rilevamenti geologici di dettaglio estesi su tutto il gruppo montuoso. Ho potuto inoltre giovarmi del confronto con studi già esistenti per alcune regioni vicine al territorio da me studiato, o anche comprese in esso (Dal Piaz, 1935; Trevisan, 1936 e 1939 a; Wiebols, 1938; Malaroda, 1948).

Come è noto, il metodo per stabilire dei confronti cronologici fra i diversi ghiacciai alpini del passato o, più semplicemente, il metodo di datazione degli antichi depositi morenici, si fonda, ove manchino altri criteri, sul calcolo dell'altitudine a cui si trovava il limite delle nevi permanenti per ciascun ghiacciaio. A seconda della differenza d'altitudine tra il limite delle nevi antico e quello attuale, si stabilisce l'appartenenza all'uno o all'altro stadio. Solo in pochi casi, per ghiacciai di una stessa valle, o per ghiacciai che giungevano all'incrocio di valli diverse, o in pochi altri casi, è possibile stabilire dei confronti diretti, o dei criteri per una cronologia relativa locale, senza ricorrere alla determinazione dell'antico limite delle nevi permanenti (in forma abbreviata: l.n. = limite delle nevi permanenti).

Questo calcolo non viene fatto da tutti gli autori col medesimo metodo, e ciò porta talvolta a risultati contrastanti. Ritengo perciò opportuno premettere qualche considerazione metodologica e poi, nel corso della descrizione particolare, fornire numerosi dettagli per render conto del procedimento seguito caso per caso. Senza qui riprendere la discussione sui pregi e difetti di ciascun metodo, richiamo semplicemente l'ampio e approfondito esame di essi compiuto da O. Marinelli come introduzione allo studio del l.n. nel Caracorùm e nell'Himalaya occidentale (1928). Con le conclusioni del Marinelli concorda, in gran parte, una recente « messa a punto » di H. Louis (1954-1955).

Il Marinelli riconosce la validità, per i piccoli ghiacciai (entro i limiti d'esattezza sufficienti per questo genere di indagini) del metodo del Kurowski, che presuppone

la coincidenza del l.n. con l'altitudine media dei singoli ghiacciai. Naturalmente il metodo è applicabile soltanto sulla base di una buona rappresentazione cartografica dei ghiacciai stessi. In mancanza di ciò, il MARINELLI propone di calcolare il l.n., mediante la semplice media fra la massima altitudine delle creste che circondano il bacino alimentatore, e l'altitudine della fronte. Quest'ultimo metodo non contrasta sostanzialmente con i principi su cui si fonda quello del KUROWSKI, ne rappresenta piuttosto una semplificazione un po' grossolana; ha il vantaggio di essere agevolmente applicabile non solo ai ghiacciai attuali, ma anche a quelli estinti, di cui si conosca l'altitudine della fronte e il contorno del bacino alimentatore. Questo metodo inoltre tiene conto automaticamente dell'influenza dell'alimentazione da valanghe, per la quale, con altri metodi, si dovrebbe introdurre una correzione.

Per la determinazione poi del l.n. climatico, necessario per i confronti che prescindano da tutti i fattori locali favorevoli o sfavorevoli all'alimentazione o all'ablazione sui ghiacciai, occorre valutare l'influenza dei fattori orografici e dell'esposizione. Giustamente il MARINELLI insiste sulla cura da porsi nella valutazione di quest'influenza, che può innalzare o abbassare di varie centinaia di metri il l.n. reale (orografico) rispetto a quello climatico. E' spesso inutile pretendere un'estrema esattezza nel calcolo del l.n. orografico, su cui poi, per passare al l.n. climatico, si devono apportare forti correzioni, alquanto incerte, che non sfuggono a un certo grado di soggettività.

Per i ghiacciai più estesi, soprattutto per quelli con forti dislivelli fra le parti elevate e la fronte, la validità del metodo del KUROWSKI viene a mancare, e insieme la validità del metodo più semplice sopra descritto. Naturalmente il limite di questa validità dipende dal grado di esattezza che si pretende di ottenere. In calcoli approssimativi, provvisori, si potrà ancora dare un certo credito a questi metodi.

Per i grandi ghiacciai il LOUIS consiglia di cercare la altitudine più elevata a cui si trovano le morene di sponda, poichè, come è noto, le morene compaiono sulla superficie e si depositano sulle sponde dei ghiacciai solo in corrispondenza alla parte dissipatrice, o ablatrice, del ghiacciaio, cioè a partire, pressappoco, dal l.n.. Naturalmente questo metodo è molto raccomandabile, anche perchè è applicabile a ghiacciai scomparsi, in quanto possono essersi conservate le loro morene di sponda. Ma queste ultime si conservano per intero solo eccezionalmente, e quindi questo metodo fornirà solo un valore *minimo* dell'altitudine del l.n.. Nella maggior parte dei casi l'incertezza rimane, e per i ghiacciai vallivi molto sviluppati ci si dovrà spesso accontentare di valutazioni ipotetiche.

Per ghiacciai piccoli o medi ho calcolato di solito l'altitudine del l.n. orografico col metodo speditivo descritto sopra, cioè facendo la media aritmetica fra l'altitudine della cima più alta che sovrasta il bacino alimentatore del ghiacciaio, e l'altitudine della fronte ([1]). In qualche caso ho cercato di adottare il metodo del KUROWSKI, e ciò senza pretesa di raggiungere una vera esattezza, ma solo per approssimarmi maggiormente alla realtà, specialmente dove i risultati dell'altro metodo si rivelano poco attendibili, per la forma particolare dei ghiacciai, della quale si deve tener conto; naturalmente è indispensabile in questi casi una conoscenza sufficientemente completa della forma del ghiacciaio, sia per quanto riguarda il contorno, sia per lo spessore, poichè è

([1]) Parlerò, per riferirmi a questo metodo, di « media dei punti estremi ».

necessario tracciare sulla superficie del ghiacciaio le isoipse, con un certo grado di verosimiglianza. In questi casi ho dunque proceduto alla ricostruzione del ghiacciaio antico in base a tutti gli indizi a mia disposizione, e, misurata la superficie planimetrica per ogni intervallo d'altezza di 100 metri, ho costruito la curva ipsografica. Da questa ho dedotto l'altitudine media.

Ho preferito applicare direttamente il metodo del KUROWSKI, e non cercare l'isoipsa che dimezza la superficie del ghiacciaio, come è stato fatto in analoghi studi da altri autori, come il PERETTI (1935), il TREVISAN (1936) e il MALARODA (1948), perchè il primo metodo è decisamente più esatto e di poco più laborioso. Potrà sembrare azzardato il pretendere di ricostruire tutte le isoipse (ogni 100 metri) su questi ghiacciai scomparsi, ma, a ben guardare, gli stessi errori si commettono se ci si limita a ricercare *una* isoipsa e a tracciare il contorno. Anzi, tracciando tutte le isoipse, c'è una certa probabilità che gli errori di valutazione dello spessore del ghiacciaio si compensino a vicenda. Per il ghiacciaio da me ricostruito nella valle del Rio Finale, avrei commesso un errore di ben 70 m in più, nel risultato, se avessi considerato l'isoipsa che dimezza l'area, anzichè la vera altitudine media.

Sull'applicabilità del metodo del KUROWSKI ai ghiacciai antichi, osservo quanto segue. Innanzitutto va detto che una approssimazione dell'ordine di 50 m, per i nostri scopi, è più che sufficiente. Per quanto riguarda gli errori nella valutazione dello spessore, essi sono minimi presso la fronte (che di solito è conosciuta), ove lo spessore si annulla, e così pure sono minimi nelle parti della lingua in cui si conserva qualche tratto di morena di sponda.

Per ghiacciai dal fondo non troppo irregolare, si può immaginare una certa regolarità di pendenza della superficie, e quindi prolungare gli spessori noti su una certa distanza. Supponiamo ora che, per metà della superficie del ghiacciaio, non si sappia nulla dello spessore: in tal caso si commetterà un errore di 50 metri nel risultato finale se si sopravvaluta o si sottovaluta lo spessore per tutta questa parte del ghiacciaio di 100 metri in media. Ciò può accadere, ma errori molto maggiori si possono evitare se si lasciano da parte i ghiacciai troppo estesi, quelli che ci hanno lasciato troppo scarse morene di sponda, e quelli troppo ripidi. Naturalmente occorre sempre poter disporre, come base, di una buona carta topografica a curve di livello ([1]).

Per quanto riguarda gli errori nel contorno, ammesso che si disponga di buone carte, non si commettono grossi errori sul contorno della lingua, se esistono morene frontali e di sponda ben conservate. Presso le creste che circondano il bacino collettore, conviene includere nella superficie del ghiacciaio le parti in roccia fino alle creste, per tener conto dell'apporto di neve delle valanghe. Così, anche se non si conosce il vero contorno superiore del ghiacciaio, si elimina, piuttosto che aggiungere, una causa di errore, se prendiamo semplicemente la linea di cresta che circonda, a monte, il ghiacciaio. Grosse incertezze possono

---

([1]) Non si può dire che, a proposito di carte topografiche, la situazione sia molto rosea nel territorio studiato. E' vero che alcune tavolette, basate anche su rilievi aerofotogrammetrici, sono recenti e di ottima esecuzioni. Ma molte altre sono scadenti, o addirittura (Tav.te Temù, Monte Adamello, Re di Castello, Monte Bruffione) derivano da ingrandimento di levate in scala 1:50.000 del 1885. Intere valli vi figurano prive di indicazioni altimetriche ! In quasi tutte le tavolette poi, come di solito, mancano le curve di livello sui ghiacciai attuali.

Quest'ultimo inconveniente si può in parte ovviare utilizzando le carte austriache. Le levate del 1907-1908 portano infatti le curve di livello ogni 100 m sulle superfici glaciali; ma naturalmente queste levate esistono solo per il versante trentino. Comprende invece tutto il gruppo la carta del Club Alpino Tedesco-Austriaco (*Deutscher und Oesterreichischer Alpenverein*) in scala 1:50.000, del 1903. Questa carta, a colori, molto bella per la nitidezza del disegno e per la veridicità di alcuni particolari, contiene però molte inesattezze, e anche grossolani errori, proprio nel tracciato delle isoipse sui ghiacciai, e altrove. La bella carta alla stessa scala del Touring Club Italiano deriva in buona parte da questa, oltre che dalle tavolette dell'I. G. M.

restare per i pendii ai lati del ghiacciaio, per certi valloni o circhi laterali, che non si sa se fossero coperti da ghiaccio, o nevato, in diretto rapporto col ghiacciaio stesso. Se però questi tratti si trovano ad altitudini vicine a quella media, un errore nel tracciamento del contorno porta ad un piccolo errore nel risultato finale.

Una conseguenza maggiore hanno gli errori nel contorno delle parti estreme del ghiacciaio, le più alte e le più basse; ma, come si è visto, qui il tracciamento del contorno di solito è facile.

Tenendo conto di tutto ciò, e della probabile compensazione degli errori, si vede come sia in certi casi conveniente la costruzione della curva ipsografica degli antichi ghiacciai, e il calcolo dell'altitudine media. Se non raggiunge un dato esatto e sicuro, questo metodo fornisce molte volte almeno degli indizi per la correzione, in più o in meno, dei valori ottenuti con altri metodi di stima.

Quanto alla valutazione degli effetti dell'esposizione, in generale ammetto un abbassamento del l.n. orografico, rispetto a quello climatico, di 100 m per l'esposizione a Nord, un innalzamento di 100 m per l'esposizione a Sud. A seconda delle condizioni orografiche, modifico queste correzioni in più o in meno, come si vedrà caso per caso. Si dovrebbe tener conto anche del vento che, come è noto, influisce in modo notevole sulla distribuzione della neve, e quindi sull'alimentazione dei ghiacciai. Certi elevati pianori sono probabilmente spazzati dal vento, e quindi viene da essi sottratta una parte della neve che vi cade; certe conche riparate possono invece ricevere accumuli eccezionalmente elevati. Ma in mancanza di notizie precise su questo fattore, è difficile tenerne conto.

In ogni modo, anche quando ci si limita ad adottare il metodo più semplice per la datazione delle morene, non si può fare a meno di ricostruire, almeno approssimativamente, la forma dei ghiacciai antichi. E questa ricostruzione non sempre si può compiere a tavolino, sulla carta topografica o sulla carta geologica, senza incorrere in errori grossolani; gli argini morenici indicati in una carta geologica si prestano solo qualche volta ad una interpretazione univoca, ed occorre quindi domandarsi, sul posto, quale forma poteva assumere un antico ghiacciaio nell'adattarsi alla morfologia dei luoghi, più o meno regolare, e quali effetti potevano avere le condizioni orografiche, morfologiche, di esposizione, d'ombra, ecc., sulla sua esistenza e sulle sue dimensioni. Questo studio glaciologico trasferito nel passato richiede naturalmente un certo sforzo di immaginazione, sia pure controllata da un'attenta fedeltà ai dati dell'esperienza. In altri termini, questo lavoro di ricostruzione che è, nel suo fine, più paleogeografico che geografico, esige la costante applicazione di un metodo di ricerca schiettamente geografico.

Ritengo opportuno qualche volta dilungarmi un poco nelle descrizioni delle valli e dei singoli ghiacciai, e nei ragionamenti che mi hanno portato ad una certa ricostruzione, da un lato per dar sostegno alle mie conclusioni, dall'altro perchè emergano anche gli elementi di incertezza, suscettibili di ulteriore controllo. Insisto sul fatto che in un territorio dalle forme assai aspre e varie, come è quello studiato, la ricerca sistematica, caso per caso, delle condizioni locali che hanno influenzato gli antichi ghiacciai, è l'indispensabile premessa per ogni tentativo di datazione, e per ogni tentativo di pervenire a conclusioni generali.

CONSIDERAZIONI SUL LIMITE DELLE NEVI ATTUALE

Poichè ciò che interessa, una volta calcolato il l.n. per gli antichi ghiacciai, è l'abbassamento, o depressione, rispetto al l.n. attuale, occorre conoscere l'altitudine di quest'ultimo, da prendere come punto di riferimento. Non essendo stato da me compiuto uno studio diretto del glacialismo attuale, mi fondo, nella ricerca del l.n. attuale, sugli studi glaciologici già esistenti e sulle carte topografiche.

Nel secolo scorso il RICHTER (1888, p. 127) poneva il l.n. nel Gruppo Adamello-Presanella tra m 2800 e 2900; propendeva però per il più basso di questi due valori. Il suo calcolo è basato su osservazioni dirette sulla Vedretta di Lares, un « *Plateauglet-*

FIG. 1. - Veduta di una parte del Pian di Neve, dal Monte Falcone.
Stanno di fronte i pendii ghiacciati del Dosson di Genova e del Monte Fumo. L'ampia insellatura pianeggiante, al centro, costituisce il Passo Adamè (m 3128), da cui si scende, a destra, verso la Vedretta di Adamè, a sinistra verso la Vedretta del Mandrone. In lontananza, a destra, la catena del Carè Alto (Fot. G. Morandini, 1949).

scher » debolmente inclinato verso Est. Sulla Vedretta della Lobbia e su quella del Mandrone l'isoipsa di 2800 m tagliava i due ghiacciai, secondo misure del RICHTER, in modo che il rapporto tra la superficie al di sopra e quella al di sotto era, rispettivamente, di 3,65 : 1 e di 3,36 : 1 ([1]).

Ancora basandosi su osservazioni dirette, il RICHTER trovò conferma che il l.n. doveva trovarsi appena sopra 2800 m al Ghiacciaio occidentale di Presena (ma si tratta di un ghiacciaio con esposizione a Nord). Per le parti meridionali del Gruppo dell'Adamello questo autore ammise un certo abbassamento del l.n., data l'esistenza di ghiacciai sul fianco Nord del Monte Re di Castello (m 2891) e della Cima Breguzzo (Cop di

([1]) Il KLEBELSBERG (1948-1949, I, p. 33) dice addirittura, attribuendo l'affermazione al RICHTER, che il l.n. divide le due parti del Ghiacciaio del Mandrone nel rapporto di 9,4:1, e quello delle Lobbie nel rapporto 5:1 ! E' vero che il RICHTER porta questi valori, ma riferendoli all'isoipsa di m 2600 (p. 119 e p. 121), senza affatto affermare che proprio questa rappresenti il l. n. sui due ghiacciai.

Breguzzo, m 2997). Egli riportò anche un'osservazione del PAYER, secondo il quale il limite del nevato si trovava, sulla Vedretta del Mandrone, a circa 2900 m.

Dopo l'opera del RICHTER, i primi studi che trattino in modo completo del glacialismo attuale nel Gruppo Adamello-Presanella sono quelli compiuti dal MERCIAI. Ma, per i ghiacciai del versante lombardo, numerose osservazioni erano già state compiute negli anni 1911-1912-1913 da G. B. DE GASPERI. Nel suo scritto del 1914, a proposito dei laghi del Baitone, questo autore accenna anche al l.n., affermando di ritenere che esso stia, almeno nella Conca del Baitone, al di sopra dei 2900 m. Egli cita a questo proposito il fatto che sul Ghiacciaio di Castelletto (Ghiacciaio di Bombià), fortemente riparato dall'insolazione, il l.n. locale si trovava a 2893 m. Anche O. MARINELLI (1909, p. 416) accenna al l.n. nel Gruppo dell'Adamello, e, riferendosi all'altitudine di 2900 m riportata dal RICHTER, dice di ritenerla troppo bassa, forse di un centinaio di metri, almeno verso il Tonale.

Un accenno al l.n. si legge anche nell'opera del LEHMANN (1920, p. 13), limitatamente però ai l.n. orografici, che, a seconda dell'esposizione, si troverebbero ad altitudini comprese fra 2750 m (esposizione a NE) e 3150 m (piena esposizione a Sud).

I risultati degli studi del MERCIAI furono riuniti in due memorie distinte, pubblicate nel 1925 per il Gruppo dell'Adamello, nel 1930 per quello della Presanella. Le considerazioni sul l.n. per l'Adamello sono state anticipate in una comunicazione al Congresso di Genova del 1924.

Il MERCIAI stima che il l.n. si trovi, sia nel gruppo dell'Adamello, sia in quello della Presanella, a circa 2850 m d'altitudine, cioè circa alla stessa altitudine di quella determinata dal RICHTER. Egli inoltre osserva che il l.n. probabilmente si trova un poco più in alto sul lato occidentale del Gruppo dell'Adamello che sul lato orientale, e che, nel Gruppo della Presanella, esso tende ad abbassarsi verso la parte orientale (1930, p. 137). Il MERCIAI ottiene questi risultati con un metodo diverso rispetto al RICHTER, poichè calcola il l.n. determinando per ciascun ghiacciaio la media altitudine tra il punto più basso e il punto più alto, e facendo la media generale dei valori così ottenuti. Questo metodo, da lui erroneamente chiamato « metodo del KUROWSKI », naturalmente porta, per i singoli ghiacciai, a valori assai discosti dalla media generale, e in particolare porta a valori assai bassi per quei ghiacciai che, alimentati essenzialmente dai vasti pianori, o pianalti, così caratteristici in questo gruppo montuoso, possedevano lingue scendenti fino a quota bassa. Per esempio: Ghiacciaio del Mandrone, alt. media 2605 ([1]); Ghiacciaio della Lobbia, m 2620; in questi due casi l'esposizione a Nord o Nord-Est dovrebbe comportare un abbassamento locale del l.n. di 245 e 230 m rispettivamente. Il MERCIAI giustamente scarta questi valori nel formare la media generale. Ma non mancano altri casi che si dovrebbero considerare con altrettanta prudenza: per esempio il Ghiacciaio dell'Adamè avrebbe una media altitudine di m 2760, cioè 90 m più bassa della media generale, malgrado la piena esposizione verso Sud!

Il metodo adottato dal MERCIAI, da un lato non tiene conto della grande estensione delle parti elevate di taluni tipici ghiacciai del Gruppo dell'Adamello, dall'altro, più in generale, non tiene nel dovuto conto l'apporto delle valanghe sui ghiacciai minori, il riparo orografico, ecc.. Anche per ciò che riguarda l'influenza dell'esposizione,

---

([1]) Il valore di m 2664, riportato in tabella dal MERCIAI (1925), è evidentemente errato.

essa non viene eliminata se si calcola la media generale senza previo raggruppamento secondo le diverse orientazioni: infatti i ghiacciai rivolti a Nord, più numerosi, pesano maggiormente, nella media generale, di quelli rivolti a Sud. Per il Gruppo della Presanella (MERCIAI, 1930, p. 137), figurano come ghiacciai con esposizione a Sud tutti indistintamente i ghiacciai del versante meridionale, anche se orientati verso Est (vedrette di Cornisello e d'Amola) o addirittura verso Nord-Est (tale doveva essere anche ai tempi del MERCIAI, a mio modo di vedere, l'esposizione della Vedretta di Monte Nero). Quindi la media complessiva ottenuta per questi ghiacciai non poteva in nessun modo far media con quella del versante Nord, per il calcolo del l.n. *climatico* nel Gruppo della Presanella. Per questi motivi ritengo che il l.n. climatico fosse, già ai tempi del MERCIAI, complessivamente più elevato di quanto determinato da questo studioso.

Già il BRÜCKNER, in una recensione al lavoro del MERCIAI ([1]), espresse l'opinione che fosse necessaria una revisione del calcolo del l.n. col metodo di KUROWSKI.

Negli anni più vicini a noi, è apparso uno studio particolare del Ghiacciaio della Presanella, ad opera di A. G. SEGRE (1948). Esso si riferisce alle condizioni di tale ghiacciaio nel 1942. Questo Autore calcola il l.n. climatico a 2866 m, e constata che questa altitudine si avvicina al l.n. osservato direttamente sul ghiacciaio. Osservo però che in questo caso si tratta solo di un l.n. vero, orografico, mentre, se ci si vuol basare su questo dato, il l.n. climatico va posto almeno 100 m, forse 150 m più in alto, per escludere l'influenza dell'esposizione a Nord. Il calcolo del l.n. orografico col metodo di HÖFER (media tra l'altitudine frontale e l'altitudine media delle creste che circondano il bacino collettore), secondo i dati del SEGRE, darebbe m 2793; con la semplice media fra l'altitudine della fronte e quella della cima più elevata, si ottiene m 2938 (metodo che il SEGRE indica come « metodo KUROWSKI-MARINELLI »).

Il dato sopra indicato di m 2866, risulta dalla media di questi due risultati diversi (SEGRE, 1948, p. 65). Orbene, se si applica il vero metodo del KUROWSKI, si ottiene un'altitudine media di m 2855, come risulta dalla curva ipsografica da me costruita sulla base della pregevolissima carta dello stesso SEGRE (scala 1:20.000). Passando al l.n. climatico, come si è detto sopra, si otterrebbe un'altitudine di 2950-3000 m, relativa agli anni intorno al 1942.

Una cartina pubblicata dal LICHTENECKER (1936, p. 143) per tutte le Alpi Orientali, indica l'andamento del l.n. intorno alla metà del secolo scorso. Essa è alquanto schematica, ed è fondata sul metodo dell'altitudine massima a cui compaiono le morene di sponda: i valori che vi si leggono sono sempre piuttosto bassi, e ciò si spiega considerando il periodo a cui si riferiscono, che fu periodo di forte avanzamento glaciale. Per l'Adamello viene calcolato il l.n. a 2800 m nella parte centrale, a 2700 nei sottogruppi meridionali.

Ben più dettagliata è la cartina del l.n. nelle Alpi Orientali costruita dal KLEBELSBERG, e pubblicata nel suo trattato del 1948-49 (vol. II, p. 662). I metodi per la sua costruzione sono presumibilmente quelli esposti nel I volume dello stesso trattato; da essi viene escluso quello del KUROWSKI, per ragioni già confutate dal MARINELLI (1928, p. 90). Ad ogni modo, risulta da questa cartina che l'isochiona di m 2900 passa

([1]) « Zeitschrift für Gletscherkunde », Vol. XIV, n. 5 (1926), p. 297-298.

nella parte centrale del Gruppo dell'Adamello, mentre quella di m 2800 lambisce i sottogruppi meridionali, e la parte meridionale del Gruppo di Brenta. Nell'insieme del territorio risulta un innalzamento del l.n. da Sud-Est verso Nord-Ovest ([1]).

Nuovi dati sono stati forniti dagli studi del SAIBENE (1953) sui ghiacciai del versante lombardo dell'Adamello. Prendendo, diversamente da quanto fatto dal MERCIAI, la media tra l'altitudine della fronte di ogni ghiacciaio e l'altitudine della cima più alta del recinto, il SAIBENE ottiene, per il l.n., dei valori di circa 2850 m per l'esposizione a Nord, di 2930 m per l'esposizione ad Ovest o Nord-Ovest, e di più di 3000 m per l'esposizione a Sud. Si tratta di valori medi, per tutti i ghiacciai da lui considerati. Naturalmente, l'innalzamento rispetto al valore medio di 2857 m calcolato dal MERCIAI è dovuto sia al diverso metodo impiegato, sia al ritiro dei ghiacciai nel periodo trascorso dal 1924 al 1952.

Per lo scopo di questa ricerca, non è indispensabile conoscere l'altitudine *attuale* del l.n., cioè del limite quale si è venuto determinando negli ultimi anni, in seguito al recente innalzamento; è bensì sufficiente avere un punto di riferimento, per calcolare, come si è detto, il dislivello rispetto al l.n. nei vari stadi. A tale scopo può servire benissimo il l.n. qual era nei primi decenni del nostro secolo ([2]), quando si ebbero anche i primi studi classici sugli stadi postwürmiani nelle Alpi. Anzi, ciò rende più semplice il confronto diretto con questi studi. I dati del MERCIAI si riferiscono agli anni 1923-24 per il Gruppo dell'Adamello, al 1925-1929, per il Gruppo della Presanella; fino ad allora si può ritenere che gli spostamenti del l.n. rispetto al principio del secolo non siano stati molto sensibili. E' del 1903 la carta dell'*Alpenverein* 1:50.000, l'unica esistente che porti le isoipse sui ghiacciai, nell'intero gruppo montuoso ([3]). Le fonti dunque non mancano per stabilire con una certa approssimazione l'altitudine del l.n. nei primi decenni del '900. Esse sono anche sufficientemente omogenee per l'intero territorio. Invece per gli ultimi anni sarebbero disponibili i dati glaciologici raccolti per il *Catasto dei ghiacciai*, ma mancano aggiornate fonti cartografiche.

Riconosciuto che il l.n. si trova ad altitudini diverse nelle varie parti del gruppo, occorre anche precisare quanto più possibile queste differenze, poichè, per il nostro scopo, non basta conoscere l'altitudine *media* del l.n., relativa all'intera regione o all'intero versante lombardo, o a quello trentino, essendo il territorio da studiare notevolmente esteso ([4]).

([1]) Accenna al l.n. anche il MERLINI, in uno studio di geografia umana sulla valle del Sarca (1938): il limite (orografico) passerebbe attorno ai 2970 m sul versante Sud della Presanella, a circa 2900 m sui ghiacciai trentini dell'Adamello.

([2]) Nel presente scritto si farà riferimento a tale l.n., che sarà, per brevità, indicato come « limite delle nevi (l.n.) *attuale* », anche se il vero limite odierno, cioè degli anni in cui è stata condotta la presente ricerca, è più alto. A parte l'interesse che può avere un'indagine sul l.n. attuale in sè e per sè, è chiaro che per il mio studio è più che sufficiente ottenere valori, confrontabili fra loro, di *differenze d'altitudine* fra il l.n. attuale e quello del passato. Di qui la necessità di adottare criteri del tutto simili per il l.n. attuale e per il l.n. del passato. Questo è l'indirizzo che ho cercato di seguire nella ricerca. Naturalmente si possono (o talvolta si devono) combinare assieme metodi diversi, sempre che essi non si fondino su principi teorici discordanti.

([3]) Le levate austriache, che pure portano sui ghiacciai le isoipse di 100 in 100 m, esistono solo per il versante trentino. Le isoipse che figurano sui ghiacciai nella carta 1:50.000 del T. C. I., derivano dalla carta dell'*Alpenverein*, con qualche modifica, ma in generale con gli stessi errori.

La figurazione dei ghiacciai sulla carta dell'*Alpenverein* corrisponde abbastanza bene alle condizioni descritte dal MERCIAI, nella maggior parte dei casi.

([4]) Si confrontino le osservazioni di B. CASTIGLIONI relative alle Alpi Venoste Orientali e Breonie (1930 a, p. 108).

Come è stato già osservato, per quanto di solito i piccoli ghiacciai si prestino meglio di quelli grandi per il calcolo del l.n., nel nostro caso, per essere addossati a ripidi fianchi montuosi, data l'asprezza delle forme, essi risentono troppo di condizioni determinate dall'orografia, di cui è difficile tener conto. A ben guardare, meglio si prestano i grandi ghiacciai del Gruppo dell'Adamello, perchè, in misura maggiore o minore, si avvicinano alle condizioni teoricamente favorevoli per la determinazione del l.n. climatico, data la loro forma complessivamente abbastanza pianeggiante. Il metodo del KUROWSKI non dovrebbe qui portare a grossi errori. Del resto, per l'area centrale del gruppo, non si può calcolare indirettamente il l.n. se non esaminando appunto questi grandi ghiacciai. Partendo da tali considerazioni, ho calcolato l'altitudine media di questi grandi ghiacciai.

Avrei voluto calcolare l'altitudine media complessivamente per la Vedretta del Mandrone + Pian di Neve + Vedretta di Salarno + Vedretta di Adamè, ciò che mi avrebbe permesso di trascurare l'effetto dell'esposizione, per la varia direzione delle lingue; e così pure considerare assieme la Vedretta della Lobbia e quella di Fumo. Ma la rappresentazione troppo infelice delle isoipse nella carta dell'*Alpenverein*, sulle vedrette di Salarno, di Adamè e di Fumo, me lo ha impedito. Sulle vedrette del Mandrone, della Lobbia, e di Lares, non mancano in detta carta punti incerti e visibili errori, ciò non ostante credo che una misura dell'altitudine media su questi ghiacciai fornisca sempre un dato sufficientemente indicativo. Ecco i risultati [1]:

Vedretta del Mandrone:	altitudine	media	m 2940
Vedretta della Lobbia:	»	»	m 2850
Vedretta di Lares + Vedretta di Niscli:	»	»	m 2960

Per quest'ultimo valore, non c'è da fare nessuna correzione per l'esposizione, che è ad Est. Per la Vedretta della Lobbia non sembra illogica una correzione di + 100 m, per ottenere il l. n. climatico, data la esposizione a Nord, con notevole riparo all'insolazione sulla lingua. Si può confrontare questa risultato con l'altitudine media che si ricava, per il complesso Vedretta della Lobbia + Vedretta di Fumo, dalle levate austriache 1:25.000; essa risulta di 2940 m; su questo valore non c'è da apportare alcuna correzione per l'esposizione.

Per la Vedretta del Mandrone, che ha debole inclinazione verso Nord-Est, si potrebbe ammettere un l. n. climatico sui 3000 m. Qui manca la possibilità di un controllo sulla base delle levate 1:25.000.

I valori così trovati, sui 2950-3000 m, sembrano contrastare con la bassa altitudine media della piccola Vedretta di Fargorida (m 2790 secondo le levate 1:25.000, m 2820 secondo la carta dell'*Alpenverein*). Qui, per l'esposizione a Nord-Est, si potrebbe ammettere un l. n. climatico vicino ai 2900 m.

Per le altre parti del gruppo si deve fare assegnamento di solito sui piccoli ghiacciai, per lo più con forte alimentazione da valanghe. Nel calcolo del l.n. orografico trovo quindi conveniente adottare il metodo speditivo della media tra l'altitudine della cima più alta del recinto e l'altitudine della fronte (quasi sempre in base ai dati del MERCIAI), metodo che ho anche adottato nel calcolo del l.n. per molti dei ghiacciai stadiali, così da ottenere risultati abbastanza comparabili. Ho poi cercato di eliminare l'influenza dell'esposizione innalzando di 100 o 150 m i valori ottenuti per ghiacciai esposti a Nord (anche a Nord-Est e Nord-Ovest, se ben riparati), e abbassando di al-

---

[1] Ho delimitato la Vedretta del Mandrone e quella della Lobbia rispettivamente al Passo dell'Adamè e al Passo di Fumo, secondo linee che mi sono parse le più logiche in base all'andamento delle isoipse.

trettanto i valori ottenuti per ghiacciai esposti a Sud (o a Sud-Est e Sud-Ovest, se ben soleggiati).

M. Frisozzo - M. Re di Castello:

Ghiacciaio	Esposizione	Altitudine fronte	Altitudine cima più alta	Media (arrotondata
Saviore	NO	2560	2891	2725
Frisozzo	NO	2560	2899	2730

Tenendo conto dell'esposizione, si può porre il l. n. climatico a circa 2850 m s. m. (influenza dell'esposizione m 125).

Sottogruppo del Breguzzo:

Il Merciai porta l'altitudine della fronte per un solo ghiacciaio:

Cop di Breguzzo	NO	2550	2997	2775

Per gli altri ghiacciai vicini, molti dei quali ora scomparsi, non si hanno che dati incerti. Stimo anche qui, approssimativamente, il l. n. climatico a m 2850 in media.

Zona immediatamente a Sud dell'area ghiacciata centrale:

Orientale del Carè Alto	ESE	2890	3462	3175
Merid. del Carè Alto	S	2770	3361	3065
Occid. del Carè Alto	O	2700	3462	3080
Merid. del Folletto	O	2700	3277	2990
Settentr. del Folletto	O	2735 (1)	3224	2980
Corno di Cavento	O	2660	3402	3030
Occid. di Fumo	SE	2700	3441	3070
Levade	SO	2750	3353	3050
Buciaga	NO	2590	3015	2800
Gioà	ONO	2770 (2)	3087	2930
Poia	NO	2720 (2)	2906	2815
			oppure 2991	oppure 2855

Per altri ghiacciai mancano dati sicuri sull'altitudine della fronte in quegli anni, oppure si tratta di ghiacciai alimentati dai pianalti centrali, e quindi non comparabili con gli altri. Con le correzioni consuete per l'influenza dell'esposizione, si otterrebbero altitudini comprese tra 3080 e 2900 m. Si può quindi ritenere che il l. n. climatico si trovi ad un'altitudine intermedia tra queste, cioè circa sui 2950-3000 m. Questo dato concorda con quello trovato, con metodo diverso, per i ghiacciai del Mandrone, della Lobbia e di Lares.

Settore occidentale e Sottogruppo del Baitone:

Cristallo	NO	2700 circa	2981	2840
Merid. del Baitone (3)	S	2970	3331	3150
Bombià (4)	O	2650	3263	2955
Aviolo	N	2600	3331	2965
Plem	NNO	2700	3187	2945
Avio	NO	2450	3554	3000
Venerocolo	NO	2515	3554	3035
Calotta	NNO	2760	3225	2990
Pisgana occid.	N	2300	3325	2810
Pisgana orient.	N	2140	3229	2685

(1) Dato desunto dalla carta topografica.

(2) Misure riportate dal De Gasperi (1913 a), probabilmente più esatte di quelle del Merciai (1925).

(3) Forse già allora non un ghiacciaio, ma un nevaio, sec. G. B. De Gasperi (1914).

(4) Per questo ghiacciaio il De Gasperi (1914) calcolò il l.n. (orografico) a 2892 m. Su questo valore bisogna però apportare una notevole correzione per l'influenza delle valanghe e del forte riparo orografico.

Per gli altri ghiacciai o si hanno dati troppo incerti, o si tratta di ghiacciai sospesi, o troppo ripidi perchè si possano prendere in considerazione; anche per quelli sopra elencati, si dovrebbe tener conto di molti fattori locali, che tolgono attendibilità al calcolo. Per la Vedretta occidentale del Pisgana ho ricavato l'altitudine media, in base alle isoipse tracciate sulla carta dell'*Alpenverein* (che tuttavia ha grossi errori!), ottenendo m 2930. Sembra dunque probabile che il l. n. climatico si trovi là verso i 3000 m, ma ciò contrasta con la bassa altitudine della fronte della vicina Vedretta orientale del Pisgana: su questa possono però influire la ripidità del gradino su cui si trovava la fronte, l'alimentazione per valanghe sul lato destro (di cui la media sopra riportata non tiene conto), e il forte riparo orografico sulla lingua.

Rimane poi il fatto che i ghiacciai dell'alta Val d'Avio, sebbene in posizione assai riparata dall'insolazione, presentano medie elevate, attorno ai 3000 m. Ciò dipende naturalmente dall'aver considerato, nella media, la cima più elevata, che nel caso dei ghiacciai di Avio e del Venerocolo è l'Adamello, coi suoi 3554 m. Ma anche se il metodo adottato per questi calcoli può portare a delle esagerazioni, mi rimane la convinzione che i ghiacciai dell'alta Val d'Avio siano assai più piccoli di quanto ci si potrebbe aspettare considerando l'altitudine loro e delle cime che li sovrastano. Io non ho dati sufficienti per affermare con sicurezza che il l. n. climatico sia qui al di sopra di 3000 m, ma ritengo questa supposizione tutt'altro che inverosimile; comunque esso è senza dubbio molto alto, e ciò si spiega facilmente con la posizione interna di questa conca entro una massa montuosa molto elevata su tutti i lati. E' qui che raggiungono la massima altitudine di tutto il gruppo anche i limiti altimetrici del bosco e degli alberi isolati (i più elevati di questi, alcuni piccoli cembri, raggiungono i 2369 m. Cfr.: Reishauer, 1904, p. 141).

In conclusione, se non si pretende grande esattezza, si può ammettere che il l. n. climatico si trovasse, al principio di questo secolo, a 2950-3000 m nel territorio nord-occidentale del Gruppo dell'Adamello. La posizione bassa di alcuni ghiacciai (Cristallo, Pisgana orientale) si può spiegare con condizioni locali di riparo. Ciò concorda con la citata affermazione del Marinelli (1909), per quanto non accompagnata da argomenti probatori. Anche A. Penck (1909, p. 940) e Gb. Dal Piaz accennano al l. n. nell'area del Passo del Tonale, affermando che esso deve trovarsi a notevole altitudine (A. Bianchi e Gb. Dal Piaz, 1940, p. 14).

Catena della Presanella:

Ghiacciaio	Esposizione	Altitudine fronte	Altitudine cima più alta	Media (arrotondata)
Occid. Presena	N	2525	3160	2840
Orient. Presena	N	2300	3300 (1)	2800
Occid. Busazza	N	2370	3325	2850
Orient. Busazza	N	2350	3325	2840
Presanella	N	2170	3556	2865
Stavèl	NO	2500	3216	2855
Scarpacò	NO	2480	3254	2865
Occid. Nardis	S	2540	3556	3050
Orient. Nardis	SE	2900	3348	3125
Amola	E	2500 (?)	3556	3030
M. Nero	NE	2600	3348	2975
Camosci	SE	2850	3260	3055
Cornisello	E	2600	3190	2895

Non prendo in considerazione i ghiacciai di Palù e di Bon, per il loro fortissimo riparo orografico. Dalla tabella si vede come, aumentando di 100 m il valore medio trovato per i primi sette ghiacciai, esposti a N o NO, si otterrebbe un l. n. climatico tra 2900 e 2965 m. Apportando le consuete correzioni per l'esposizione alle medie degli altri ghiacciai, si otten-

(1) Altitudine approssimativa dell'anticima occidentale di Cima Busazza, che sovrasta la Vedretta Orientale di Presena. La quota di m 3225 della Cima Busazza, indicata nella tavoletta « Cima Presanella », è sicuramente errata per 3325.

gono valori simili o più elevati. Invece la media del Ghiacciaio del Cornisello indicherebbe un l. n. climatico sui 2900 m. Tenendo conto di tutto ciò, ritengo probabile che nella parte occidentale e centrale dl Gruppo della Presanella il l. n. climatico fosse, al principio del secolo, tra 2900 e 2950 m. Questo valore è di 50-100 m superiore rispetto a quello trovato, con altro metodo, dal MERCIAI (1930) per la stessa epoca. Io credo che questo innalzamento sia giusto, perchè il metodo usato dal MERCIAI non teneva conto del contributo che i piccoli ghiacciai ricevono per mezzo delle valanghe dalle cime circostanti. Inoltre il valore indicato dal MERCIAI è calcolato in modo che non tiene conto esattamente dell'esposizione dei ghiacciai del versante meridionale.

Se, anzichè usare il metodo speditivo di calcolo, basato sulla media fra l'altitudine frontale e quella della cima più elevata, vogliamo applicare il metodo del KUROWSKI vero e proprio, all'unico ghiacciaio praticamente non influenzato dalle valanghe e da effetti d'ombra, cioè alla Vedretta occidentale di Nardis, si ottiene un'altitudine media di m 3100 circa (1): togliendo 100 m per l'esposizione a Sud, si ricaverebbe un l. n. climatico sui 3000 m. Ma è da credere che su questo ghiacciaio l'alimentazione venga fortemente ridotta per effetto del vento, ciò che spiegherebbe l'altitudine media così elevata (2).

Parte orientale del Gruppo della Presanella:

Ghiacciaio	Esposizione	Altitudine fronte	Altitudine cima più alta	Media (arrotondata)
Giner	N	2545	2955	2750
Cagalatin	N	2600	2893	2745
Caldoni	N	2470	2903	2685
Baselga	N	2440	2799	2620

Come si vede, le medie si abbassano rapidamente verso Est: anche innalzando questi valori di 150 m per ottenere il l. n. climatico che prescinda dall'esposizione a Nord, questo verrebbe a trovarsi a circa 2800 m nei pressi di Cima Baselga. L'abbassarsi del l. n. dalla Presanella verso Est è già stato messo in evidenza dal MERCIAI (1930, p. 137), e dipende innanzitutto dall'« effetto di massa », che fa innalzare il limite in corrispondenza alla parte più elevata del gruppo. Su queste montagne non molto elevate, che si spingono in direzione di Madonna di Campiglio, si fa sentire anche l'effetto della frequente nuvolosità estiva, e delle precipitazioni provocate dai venti che da Sud, risalita la Val Rendena, si dirigono verso la Val di Sole (3).

In base ai dati ora esposti, ho costruito la cartina di fig. 2, che indica, mediante *isochione*, l'andamento del l.n. climatico per l'insieme del Gruppo Adamello-Presanella, qual'era approssimativamente nei primi decenni di questo secolo. La cartina non ha alcuna pretesa di precisione, sia per l'incertezza che esiste sempre nelle determinazioni del l.n., sia per le caratteristiche morfologiche dei ghiacciai considerati, sia per i difetti, in molti casi, delle fonti cartografiche. Inoltre esiste ovviamente un forte grado di inde-

(1) Per l'esattezza dirò che la curva ipsometrica costruita in base alla carta dell' *Alpenverein*, dà una altitudine media di m 3115; la curva costruita in base alla carta ufficiale austriaca 1:25.000 (levate del 1907-1908) dà come altitudine media m 3095.

(2) Può servire anche il valore trovato sulla base della carta del SEGRE (1948) relativa al Ghiacciaio della Presanella nel 1942, a cui già ho accennato (l.n. orografico a circa 2850 m, climatico verso i 3000). Ma si deve naturalmente tener conto del ritiro glaciale intervenuto tra gli anni di osservazione del MERCIAI a quello del SEGRE.

(3) Può essere interessante a tale proposito il confronto fra la piovosità di Madonna di Campiglio (m 1553), e quella del Passo del Tonale (m 1850): la media annua a Madonna di Campiglio risulta di mm 1267, quella del Tonale di mm 1083 (secondo i dati del SERVIZIO IDROGRAFICO per il trentennio 1921-1950). Per l'afflusso di aria umida dalla Val Rendena verso la Val di Sole, tornano utili le osservazioni di B. CASTIGLIONI (1947, p. 24 e 29).

terminatezza nel tracciamento delle isochione in luoghi dove non esistono ghiacciai. Naturalmente le mie conclusioni sono largamente suscettibili di revisione. La cartina ha lo scopo, come ho detto, di fornire per le varie parti del gruppo un punto di riferimento probabile, da cui calcolare le differenze rispetto al l.n. nei vari stadi glaciali.

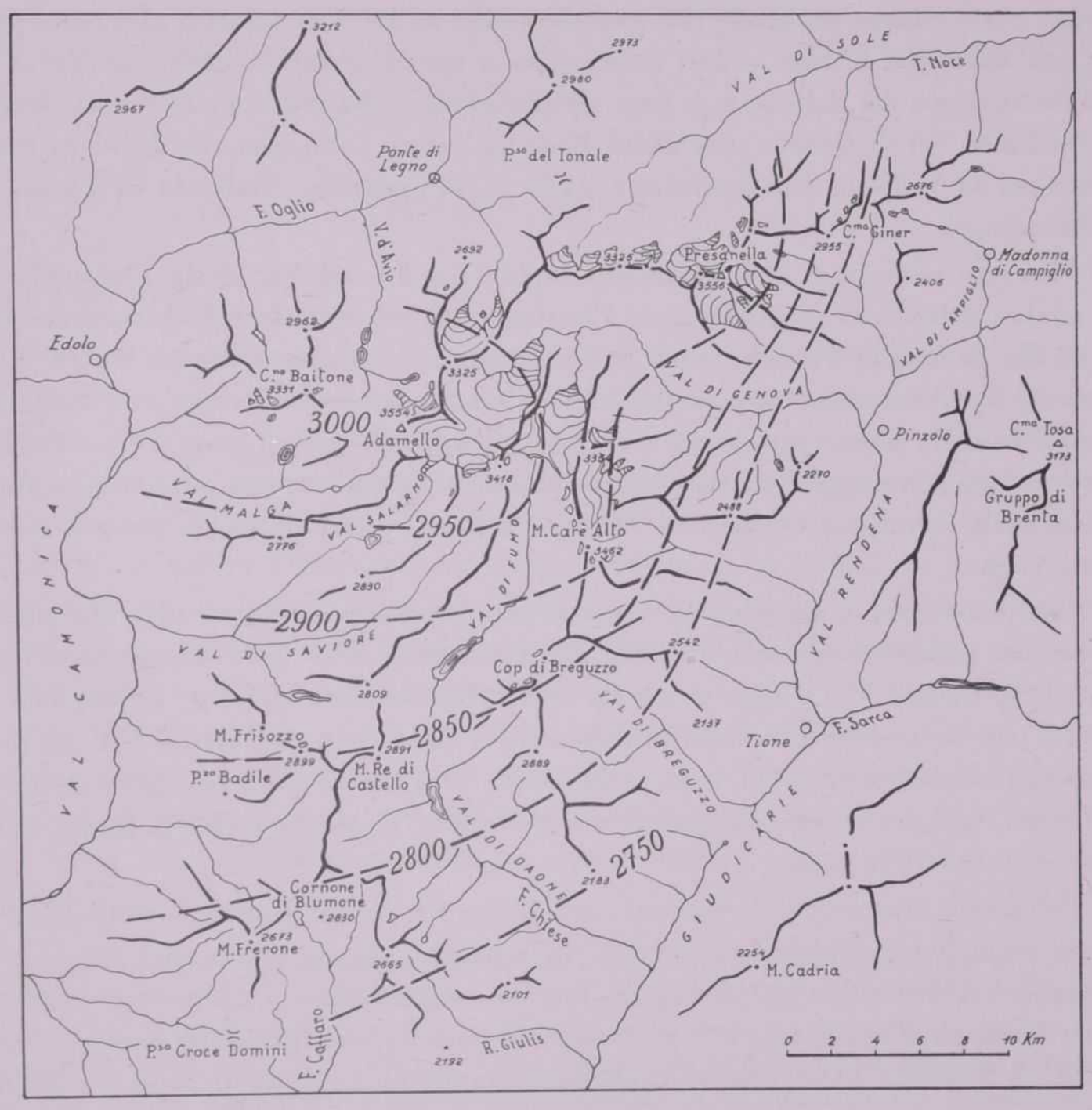

Fig. 2. - Altitudine approssimativa del limite delle nevi permanenti, nel primo trentennio del '900.

Sono indicate, con linee a tratti, le *isochione* ogni 50 m.

Da questa cartina si riconosce un generale innalzamento del l.n. da Sud-Est verso Nord-Ovest, dovuto sia al progressivo allontanamento dalla zona prealpina più esterna, sia alla maggiore umidità del versante trentino rispetto a quello lombardo; l'afflusso di venti umidi dal Sud, è complessivamente più facile e più frequente nelle Valli Giudicarie che nella Val Camonica. Il tratto dell'alta Val Camonica diretto Est-Ovest, si avvicina poi decisamente al tipo delle valli longitudinali interne della catena alpina, che sono notoriamente caratterizzate da bassa piovosità (Ponte di Legno, a m 1260 d'altitudine, riceve solo 810 mm di piogge nell'anno, in media), e di conseguenza da un elevato l.n.

Evidente è pure l'« effetto di massa », cioè l'innalzarsi del l.n. in corrispondenza alle parti più elevate. La parte centrale del gruppo, col suo carattere compatto, scarsamente intersecato da valli, è quella che deve risentire in maggior misura di questo effetto; ma anche il più isolato Gruppo della Presanella ne partecipa in modo evidente.

Non ho potuto stabilire con esattezza quanto si innalzi il l.n. nella parte centrale, ad ogni modo ritengo probabile che esso sia vicino ai 3000 m attorno alla cima principale dell'Adamello, in base ai dati ottenuti per i piccoli ghiacciai dell'alta Val d'Avio e del Sottogruppo del Baitone, e in base all'altitudine media della Vedretta del Mandrone. Per l'alta Val di Genova può andar bene un valore compreso tra 2900 m (valore trovato per la Vedretta di Fargorida) e 2950 m (Presanella, Vedrette di Lares, Lobbia, Mandrone).

Piuttosto notevole è l'abbassamento rapido del l.n. ad Est della Presanella, ma esso sembra abbastanza spiegabile; per l'analogia, si può ricordare l'abbassamento del l.n. ad Est delle Alpi Venoste, verso la Val Passiria, messo in evidenza da B. Castiglioni (1930). Nel nostro caso sembra che l'abbassamento sia di circa 150 m. Inoltre, procedendo dalla parte centrale del Gruppo dell'Adamello verso Sud, il l.n. si abbassa probabilmente con maggior gradualità, così che si può supporre che nei sottogruppi più meridionali esso venga a trovarsi sui 2800 m, o forse verso i 2750 m, come è indicato nella cartina.

Questi sottogruppi meridionali, non ancora « prealpini », non risulta che abbiano attualmente precipitazioni sensibilmente più abbondanti delle parti settentrionali poste a uguale altitudine ([1]). D'altra parte un certo abbassamento del l.n. si può ben ammettere, rispetto al nodo montuoso più elevato; il Ghiacciaio di Saviore (M. Re di Castello) non sarebbe esistito fino a poco tempo fa, se il l.n. si fosse trovato a 2900 m o più in alto: qui il « metodo geografico o delle cime » ci assicura che il limite doveva trovarsi attorno ai 2850 m.

Può essere interessante il confronto col vicino Gruppo di Brenta, per il quale vari studiosi ammettono un'altitudine del l.n., in generale, più basso che nel Gruppo dell'Adamello: il Marinelli (1911 e 1921), lo pone a circa 2700 m; il Trevisan (1939 a) precisa l'altitudine media in 2680 m, indicando però un innalzamento generale da Sud a Nord; il Wiebols (1938) parla di altitudini comprese tra i 2600-2650 e i 2800 m, a seconda dell'esposizione (si tratterebbe, in questo caso, di l.n. orografici). Sembra dunque che il generale abbassamento verso Sud-Est notato nel Gruppo dell'Adamello continui anche passando al gruppo montuoso vicino. Resta il dubbio se il l.n. climatico non sia da porsi, nel Gruppo di Brenta, un poco più in alto di quanto trovato dagli autori citati, in rapporto con la situazione dei ghiacciai di quel gruppo, con forte riparo entro circhi e valloni.

Anche nelle Alpi Orobie, poste ad occidente dell'Adamello, il l.n. climatico si trova più in basso: ad altezze variabili tra m 2625 e m 2800, secondo il Nangeroni

---

([1]) L'esame dei vari dati pluviometrici, pur portando qualche indizio in tal senso, non dà risultati molto evidenti per quanto riguarda le stazioni poste a grande altitudine (tra 1800 e 2250 m). Nelle stazioni di fondovalle della Val Camonica è invece particolarmente vistosa la diminuzione della piovosità annua nel tratto settentrionale. In generale poi si nota l'accennata differenza fra il versante trentino e quello lombardo, essendo il primo nettamente più piovoso dell'altro.

(1932), a circa 2800 m secondo lo HAUPT (1938). L'Adamello dunque, anche se si trova in posizione non troppo interna nella catena alpina, ha un l.n. già assai elevato rispetto ai gruppi vicini; ciò si deve, evidentemente, alla sua grande altitudine, e alla vastità e compattezza del massiccio.

PARTE DESCRITTIVA

BACINO DELL'OGLIO

PASSO DEL TONALE.

Il valico è formato da un elevato tronco di valle, largo 1-2 chilometri, abbastanza pianeggiante su una lunghezza di circa 4 chilometri; a levante e a ponente si scende poi bruscamente verso la Val Vermiglio e verso la Val Camonica, mentre sul lato Sud e sul lato Nord si ergono monti elevati, propaggini rispettivamente dei gruppi dell'Adamello-Presanella e dell'Ortles-Cevedale: più arditi e sovrincombenti quelli sul lato Sud, formati da granodiorite (Monticelli m 2609, Castellaccio m 3028), un po' più lontani e coi fianchi più dolci quelli sul lato Nord, formati da scisti vari del Cristallino antico (Cima Cadì m 2607, Monte Tonale m 2694, Punta di Albiolo m 2980).

Il passo (m 1883), era ingombro di ghiaccio fin oltre 2400 m nel Würmiano (PENCK, 1909, p. 824), senza che vi fosse trasfluenza da un bacino all'altro. Nel tardo Glaciale, ghiacciai locali poterono discendere dai monti vicini, su entrambi i fianchi. Le condizioni di esposizione favorivano naturalmente quelli del fianco Sud; quelli del fianco Nord potevano in parte confluire assieme in una valle (Valbiolo), che sbocca vicino al passo ([1]).

Per il morenico nel settore a levante del valico vero e proprio, rimando al lavoro del MALARODA. Nel settore a ponente, spiccano vari cordoni longitudinali, diretti E-O nell'area compresa fra la cantoniera di q. 1771 e il passo; essi sono stati descritti da Gb. DAL PIAZ (BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1940, p. 15). Formati da blocchi di granodiorite, dimostrano, anche con il loro andamento arcuato, l'appartenenza ad un ghiacciaio che scendeva da Sud, cioè dal Castellaccio, e che occupava la larga conca prativa percorsa ora dall'Ogliolo. Il bel-l'argine morenico posto più a Nord, passante per il cimitero di guerra e per Faita, è dovuta invece ad un ghiacciaio più gonfio, più antico, che occupava ancora tutta la sella del Tonale, scendendo sia verso ponente, sia verso levante. Gli altri cordoni, più meridionali, ora menzionati, prendono origine dal contrafforte NO del Monticello Tognali, e il ghiacciaio che li formava era quindi limitato al settore a ponente di quest'ultimo. La lingua piegava a sinistra, lungo l'Ogliolo, e doveva anche riversarsi sul fianco della Val Narcane, verso Sozzine, come

---

([1]) Del morenico nelle vicinanze del passo hanno già scritto A. PENCK (1909, III, p. 939-40), Gb. DAL PIAZ (BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1940, p. 15) e R. MALARODA (1948, p. 319 e seg.). Al DAL PIAZ si deve pure il rilevamento di questo settore della carta geologica 1:100.000 (Foglio *M. Adamello*), su cui compaiono numerosi cordoni morenici. R. MALARODA descrive le torbiere del Tonale. Esse sono in gran parte situate esternamente agli archi morenici dello stadio di Gschnitz. Analisi polliniche compiute dal DALLA FIOR (1931, p. 160) indicano come piuttosto recente l'occupazione della regione da parte della vegetazione forestale, costituita dall'abete rosso in prevalenza; solo alla base del deposito, i pollini di *Pinus* raggiungono un'alta percentuale, da cui si deduce che la torbiera cominciò a formarsi alla fine del periodo dei Pini. Il valico stesso, oggi spoglio, era molto probabilmente rivestito, in passato, dal bosco.

dimostrano due cordoni morenici di sponda destra, da me riconosciuti nei prati a Sud dell'Albergo Faustinelli, sui 1650 m. Probabilmente il ghiacciaio confluiva con quello della Val Narcane. La sua alimentazione era garantita dal ripido circo sotto la Punta di Castellaccio e dal vallone scendente dal Passo Paradiso, molto protetti entrambi dall'insolazione; anche la parte inferiore del ghiacciaio era abbastanza ombreggiata. Attraverso il Passo Paradiso, con ogni probabilità, si verificava trasfluenza dal coevo ghiacciaio della conca di Presena.

Nello stesso circo a Nord del Castellaccio Gb. Dal Piaz ha rilevato un grande arco morenico, scendente fino a 2150 metri, con un piccolo lobo avanzato fino a 2050 m. Esso va riferito senza dubbio ad un ghiacciaio di circo, per il quale si può calcolare un'altitudine media (media tra la cima più alta e la fronte) di 2540 m. Tenendo conto dell'esposizione a Nord e del forte riparo orografico, possiamo porre il l. n. climatico 150 m più in alto, cioè a 2690 m. La differenza rispetto al l. n. attuale supposto a 2950 m, sarebbe quindi di 260 m, ciò che permetterebbe un'attribuzione allo stadio di Daun.

E' abbastanza naturale attribuire invece allo Gschnitz il ghiacciaio ben più sviluppato che, come si è visto poc'anzi, si alimentava in questo stesso luogo.

Tenendo conto anche dei risultati ottenuti dagli studiosi precedenti, si possono così riassumere le vicende dei locali ghiacciai postwürmiani.

Negli stadi più antichi, non precisabili, per la difficoltà di seguire le rispettive morene nelle valli vicine, tutto il valico era occupato da un ghiacciaio alimentato specialmente dal versante posto a Sud, ma in parte anche attraverso la Valbiolo, che scende da Nord. Esso discendeva sia verso l'alta Val Vermiglio sia verso la Val Camonica. Ha lasciato i cordoni morenici longitudinali appoggiati al fianco Nord.

Nello stadio di Gschnitz il ghiacciaio di Valbiolo tiene la sua fronte all'interno di questa valle, lasciando libero il valico. Invece dal Castellaccio una potente colata scende ad occupare la metà occidentale della depressione, riversandosi verso la valle dell'Oglio. Vicino al passo, un ghiacciaio di circo resta annidato ai piedi dei Monticelli (Alpe Pajole).

Nel successivo stadio di Daun rimane solo un ghiacciaio di circo all'ombra del Castellaccio, e, forse, una limitata effluenza glaciale si affaccia dalla conca di Presena, sul Passo Paradiso.

VALLE DI NARCANE.

Essa può considerarsi la prima di una serie di valli subparallele che, dal Gruppo dell'Adamello, scendono con direzione Sud-Nord verso l'asse dell'alta Val Camonica. Pur presentando differenze profonde l'una dall'altra, esse si prestano ad essere confrontate, specialmente per una valutazione dell'influenza che le condizioni particolari di ciascuna hanno avuto sullo sviluppo dei ghiacciai stadiali, ed hanno ancora sui ghiacciai attuali.

Di queste valli, la Val di Narcane è quella che oggi presenta la maggiore estensione di superficie glaciale (kmq 4,1, secondo i dati del Saibene, in Catasto dei Ghiacciai Italiani, 1959), specialmente perchè essa possiede alla sua testata superfici notevolmente estese a grande altitudine. Su esse trovano alimento i due ghiacciai del Pisgana; quello occidentale, fino a pochi anni or sono, poteva dirsi un bel ghiacciaio alpino di I ordine ([1]).

([1]) Cfr. Merciai (1925) p. 82; Saibene (1953) p. 255; Albertini (1952) p.12.

La sua fronte è ora a circa 2500 metri, mentre un poco più in basso ([1]) arriva la fronte del ghiacciaio del Pisgana orientale, raccolto in un vallone ben più riparato. Molto evidenti sono le morene recenti della Vedretta di Pisgana occidentale, in particolare due grossi cordoni laterali, ben segnati anche sulla carta dell'I.G.M. e su quella dell'*Alpenverein*, e ricordati dal MERCIAI (1925). Si tratta con ogni probabilità di

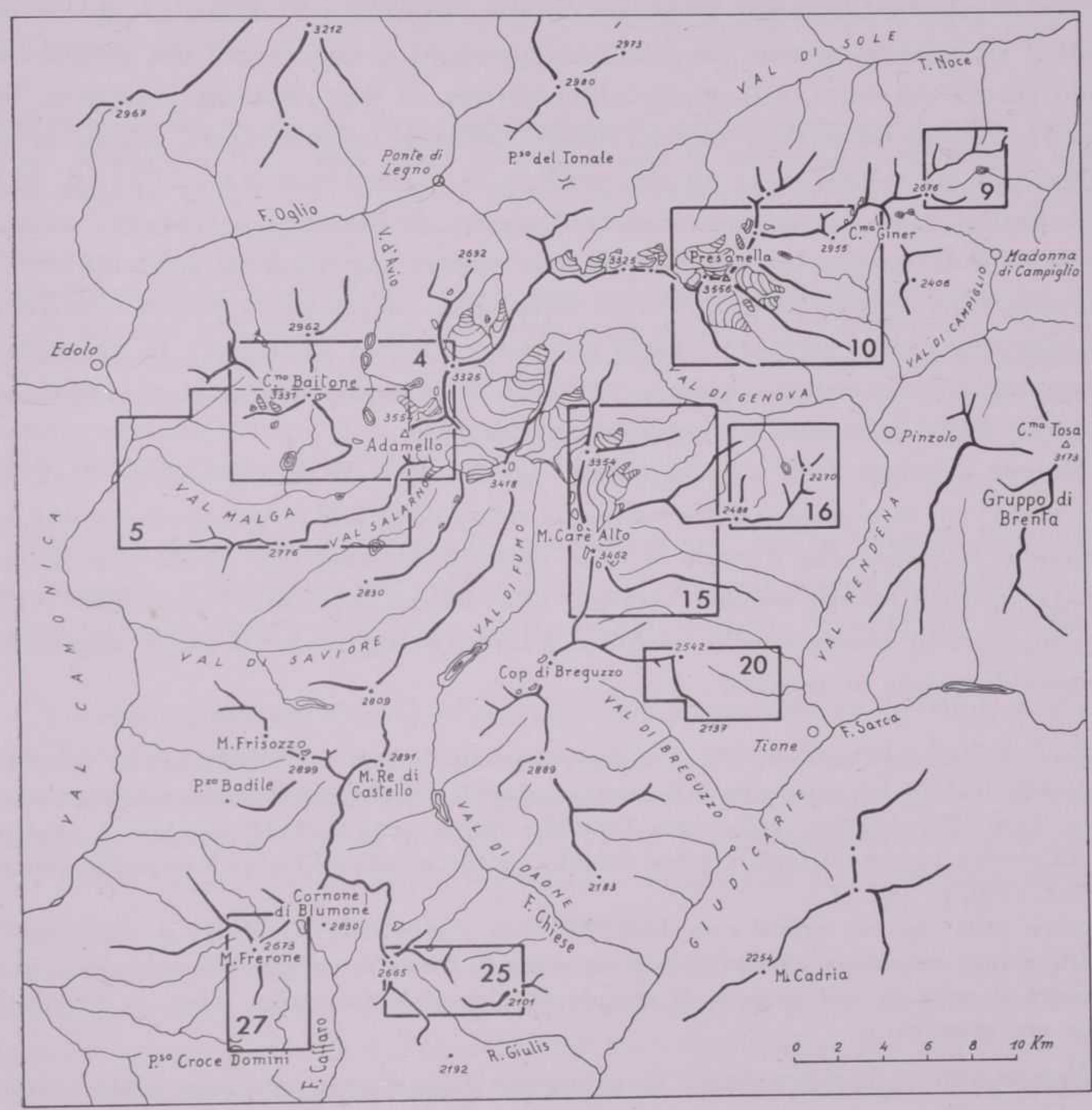

FIG. 3. - Cartina di orientamento per le cartine particolari contenute nel presente lavoro. Si veda anche la carta fuori testo in scala 1 : 120.000.

FIG. 4. - Alta Valle dell'Avio e sottogruppo del Baitone. (p. 31).
FIG. 5. - Val Malga (p. 40).
FIG. 9. - Monte Nambino - Lago delle Malghette (p. 57). (ramificazioni orientali del Gruppo della Presanella).
FIG. 10. - Presanella e alta Val Nambrone (p. 62).
FIG. 15. - Catena del Carè Alto (versante orientale) (p. 73).
FIG. 16. - Val Germénega e Valle di San Giuliano; sottogruppo del Corno Alto (p. 76).
FIG. 20. - Valle del Rio Finale (p. 85).
FIG. 25. - Alta Val Ribor e alta Valle Aperta (p. 98).
FIG. 27. - Alta Valle di Cadino (p. 103).

([1]) Precisamente a 2340 m. Questi dati, relativi al 1957, mi sono stati gentilmente comunicati dal Prof. C. SAIBENE.

morene del secolo scorso. Si trova la loro continuazione anche al di sotto del gradino in roccia su cui il ghiacciaio si rompeva. La fronte poteva giungere a circa m 2000. All'interno di queste si riconoscono altre morene più recenti, che delineano una lingua di dimensioni all'incirca simili, o poco inferiori, rispetto a quella rappresentata nella carta dell'*Alpenverein*. Ritengo che esse corrispondano all'avanzata del 1920, segnalata dal Merciai (1925, p. 51), con fronte a circa 2300 m.

Per il piccolo Ghiacciaio Pisgana Centrale, segnalato e descritto dal Saibene (1953) si riconoscono morene proprie, corrispondenti a una fronte del secolo scorso, quando ancora era unito, nella parte alimentatrice, ai due ghiacciai maggiori. Per il Ghiacciaio Pisgana Orientale le morene recenti sono mal rappresentate, perchè la fronte del ghiacciaio era sospesa sopra un alto gradino in roccia (Merciai, 1925, p. 52).

A partire dalle morene recenti delle Vedrette di Pisgana, si trovano, scendendo lungo la Valle di Narcane, le tracce dei ghiacciai antichi appartenenti agli stadi di Daun e di Gschnitz. La ripidità del tratto medio della valle, con gradini e grandi coni detritici, e l'alimentazione che i ghiacciai antichi dovevano ricevere attraverso le valanghe dei canaloni laterali, determinano qualche difficoltà nello studio di questi ghiacciai, anche per i grossi difetti delle carte topografiche disponibili.

Morene dauniane sono state segnalate da Gb. Dal Piaz (Bianchi, Dal Piaz, 1940, p. 14) sul lato sinistro della valle, sul dosso di q. 2207. Qui si stacca dal fianco uno sperone roccioso, oltre il quale la valle piega dalla direzione NNE, alla direzione NNO. Lo sperone doveva formare ostacolo alla discesa dell'antico ghiacciaio vallivo, che lo superava in seraccata nello Gschnitz, e invece lo aggirava nel Daun, deponendovi la morena di sponda in questione.

Tracce delle stesse morene, più a monte, si notano ancora fin verso 2400 m, sotto Punta di Pozzuolo. Più in basso la valle è assai ingombra di detriti, specialmente sul lato orientale. Sotto q. 1630 (Pra dell'Orto della carta I. G. M.; qui la carta dell'*Alpenverein* è assai difettosa), un vecchio cumulo di frana a grossi blocchi è stato inciso dall'Oglio Narcanello (Bianchi, Dal Piaz, 1940, p. 18).

Invece sulla sinistra, prima a m 1820-1840, poi a m 1700-1740 circa, si conservano depositi di natura morenica; almeno il più alto, con la forma di un piccolo terrazzo morenico, può essere il resto di una morena di sponda del ghiacciaio dauniano, subito al di sotto dello sperone ora ricordato.

Nessun autore ha determinato la posizione della fronte glaciale nello stadio di Daun; solo il Penck, in via di ipotesi, ammette che essa potesse trovarsi sopra Sozzine (1909, p. 838). In questo punto realmente esiste un deposito morenico addossato al fianco destro, subito prima dello sbocco della valletta dell'Ogliolo. Che si tratti di morenico è certo, per l'abbondanza dei blocchi di granodiorite, mentre il detrito caduto dalla soprastante Costa di Casamadre è costituito esclusivamente da filladi metamorfosate per contatto. Vi si riconosce anche la forma di due cordoni paralleli, allungati in senso SSE-NNO, evidentemente resti di morene di sponda destra di un ghiacciaio della Val Narcane, in un punto non lontano dalla fronte. L'altitudine è di m 1400-1470; possiamo supporre che la fronte si trovasse a Sozzine, a circa 1320 m.

Il ghiacciaio così ricostruito può veramente attribuirsi allo stadio di Daun? Ciò è ben ammissibile, se seguiamo il Penck nel suo confronto tra la Val Narcane e la Langental nelle Alpi di Stubai, valli simili per orientazione e conformazione orografica.

Un antico ghiacciaio ricostruito nella Langental, divenuto archetipo per lo stadio di Daun, presenta uno sviluppo simile a questo, ricostruito in Val Narcane, con fronte a Sozzine. Un altro confronto, più prossimo, noi possiamo fare con il ghiacciaio dauniano della Val Stavèl, nel Gruppo della Presanella. Secondo R. Malaroda (1948, p. 318), il ghiacciaio dauniano di quella valle aveva la fronte a Volpaia, a m 1200 s. l. m.; la sua forma e la sua grandezza erano abbastanza simili a quelle del nostro ghiacciaio di Val Narcane. Ma anche per la datazione dell'antico ghiacciaio di Stavèl, mi rimangono dubbi.

Questi confronti forniscono forse qualche elemento più convincente dei calcoli per la valutazione dell'antico l. n.. Che abbia poco significato la media dei punti estremi, che qui darebbe un l. n. a 2320 metri, appare chiaro dal semplice fatto che si trovano tracce di morene di sponda riferibili a questo ghiacciaio ancora verso i 2400 metri. L'altitudine media può esser calcolata in m 2650, l'isoipsa che taglia il ghiacciaio in due parti di ugual superficie sarebbe a circa 2750. Questi calcoli sono approssimativi; la ricostruzione, per i gravi difetti della carta I. G. M., è stata fatta sulla carta *Alpenverein* 1:50.000, naturalmente con molti punti di incertezza. Tenendo conto dell'esposizione a Nord, ma anche delle dimensioni di questo ghiacciaio vallivo, che tolgono validità al metodo di Kurowski, possiamo dire, solo approssimativamente, che il l. n. orografico poteva essere sui 2600 metri, quello climatico a 2700, con abbassamento quindi di 250 metri rispetto al l. n. attuale.

Alla fine della Val Narcane, alla confluenza cioè con la Valle di Pezzo, si sviluppa in modo evidente, si può dire scolastico, l'apparato morenico frontale di Ponte di Legno, già dal Penck descritto e attribuito allo Gschnitz (Tav. II, fig. 3, e Tav. III, fig. 1).

L'interpretazione del Penck è stata appoggiata recentemente da Gb. Dal Piaz [1] che ha descritto l'apparato morenico con maggiori particolari e, sulla base della provenienza degli erratici, ha dimostrato l'appartenenza ad un ghiacciaio della Val Narcane. Il ghiacciaio sbarrava il passo all'Oglio di Pezzo; il terrazzamento dei depositi di fondovalle lungo questo corso d'acqua nel tratto a monte, può dipendere dalla successiva incisione delle morene che formavano sbarramento.

Si possono distinguere diverse cerchie moreniche. La più interna ha una forma arcuata più regolare, ed è riconoscibile, sulla destra, in un bel terrazzo morenico su cui si trova il cimitero di Ponte di Legno (q. 1270), e che continua fino alla chiesa parrocchiale; si interrompe alla confluenza dei due rami iniziali dell'Oglio, e riprende sulla sinistra nel cordone arcuato che chiude a ponente il prato orizzontale attraversato dall'Oglio Narcanello. Un'altra cerchia, più esterna, è più potente sul lato destro, dove forma la forte dorsale sotto il Grande Albergo (q. 1325), che pare costituire una diga davanti alla Valle di Pezzo. Più a ponente la sua continuazione va cercata nei depositi morenici su cui sorge il centro del paese di Ponte di Legno, sulla destra dell'Oglio, e poi, a sinistra di questo, nei dossi situati attorno a Castel Belpoggio. Questa cerchia nel tratto centrale è stata evidentemente sventrata dall'erosione torrentizia.

Tracce di una cerchia ancora più esterna sono rappresentate da un dosso a Nord del Grande Albergo, sul lato destro, come è indicato nel rilievo al 25.000 di Gb. Dal

---

[1] Bianchi A., Dal Piaz Gb. (1940) p. 14 e figg. 2 e 3. Cfr. anche Salomon W., (1908-1910) p. 131 e p. 439.

Piaz, e da qualche altro resto presso Castel Belpoggio, sul lato sinistro. Qui però poteva esservi interferenza con morene del ghiacciaio della Val Seria, come si vedrà più avanti. La fronte del ghiacciaio poteva essere discesa fin verso 1200 metri d'altitudine (fino a 1250 in corrispondenza alla cerchia più interna).

Se le morene frontali di questo ghiacciaio sono assai bene conservate, manca d'altra parte la possibilità di una ricostruzione precisa dell'intero ghiacciaio, tale da permetterci qualche calcolo sufficientemente esatto. Infatti non mi consta che si siano conservate morene di sponda che permettàno di valutare la larghezza e lo spessore della lingua glaciale. Si può tuttavia asserire che nel ghiacciaio confluiva presso Sozzine anche una colata laterale, scendente dal versante Nord del Castellaccio, come si è visto.

Il semplice calcolo della media altitudine tra la cima più alta del bacino e la fronte, darebbe un l. n. locale a 2260 m. Valutando in 100 m l'influenza orografica, si ricaverebbe un abbassamento del l. n. climatico di circa 600 metri.

L'osservazione del Penck (1909, p. 838), secondo cui il nostro ghiacciaio sarebbe stato relativamente corto in confronto col « ghiacciaio tipo » dello stadio di Gschnitz, non ha più significato oggi, in seguito alla retrodatazione delle morene di Trins in Valle di Gschnitz (Alpi di Stubai), che vengono ora attribuite allo stadio di Sciliar (Paschinger, 1952).

Per riassumere, possiamo considerare lo sviluppo assunto nei diversi stadi dal ghiacciaio della Val Narcane. Nello Gschnitz esso era lungo 10-11 chilometri, e la fronte si trovava a circa 1200 metri. Nel Daun si era accorciato di 3 chilometri, e terminava intorno a 1300 metri d'altitudine.

Al principio di questo secolo la Vedretta occidentale di Pisgana era lunga 3 chilometri e mezzo, e aveva la fronte a 2300 m circa. La riduzione è stata dunque particolarmente vistosa dopo lo stadio di Daun, mentre essa appare relativamente esigua tra lo Gschnitz e il Daun. Ciò comunque è perfettamente spiegabile anche se si ammette, come si fa comunemente, un innalzamento del l.n. di 300 metri dallo Gschnitz al Daun, e di altrettanti dal Daun ad oggi. Infatti, un abbassamento di 300 m del l.n. rispetto all'attuale, porta tutti gli estesi pianori della testata nella parte alimentatrice del ghiacciaio, assicurando quindi un'alimentazione cospicua. Ciò si verificava appunto nello stadio di Daun: la lingua, così ingrossata, poteva scendere fino a quota molto bassa, lungo il vallone assai ripido, protetta dall'ombra dei monti vicini e dagli apporti delle valanghe. Nel precedente stadio di Gschnitz, con un l.n. più basso di altri 300 m, la superficie della parte alimentatrice non era, in proporzione, molto più grande, appunto per la conformazione della valle, stretta e ripida nel tratto medio; mentre la lingua si sviluppava in piano, tra Sozzine e Ponte di Legno, in una valle aperta e bassa, in condizioni evidentemente favorevoli ad una intensa ablazione.

La ricostruzione fatta per i ghiacciai stadiali della Valle di Narcane si accorda dunque abbastanza con l'attribuzione delle antiche morene ai due classici stadi di Gschnitz e di Daun, se si considerano le condizioni morfologiche locali.

VAL SERIA.

Più piccola delle valli di Narcane e d'Avio che la fiancheggiano, essa assomiglia però a queste per alcuni caratteri. Si distingue bene il tratto superiore assai accidentato, tra cime elevate costituite da granodiorite, e il tratto medio-inferiore, a pendenza rego-

lare e infine pianeggiante, fino a Valbione. E' molto caratteristico il gradino principale che separa i due tratti della valle, con soglia a 2020 m (Baita di Pozzuolo), situato esattamente al passaggio dalla granodiorite alle filladi (Tav. II, fig. 1). Sbocca poi sull'alta Val Camonica come una valle sospesa, con un gradino di quasi 300 metri. Attualmente esistono i resti di un minuscolo ghiacciaio, il Ghiacciaio di Salimmo, in un canalone a Nord della Cima di Salimmo, m 3130 (Merciai, 1925, p. 49; Albertini, 1952, p. 7; Saibene, 1953, p. 244). Si scorgono nettamente le morene del secolo scorso di questo, e di un altro piccolo ghiacciaio, posto in un canalone vicino. Per gli antichi stadi, Gb. Dal Piaz ([1]) ha individuato le morene che permettono una ricostruzione sia del ghiacciaio dauniano, sia di quello gschnitziano. Le prime si trovano ben rappresentate al di sopra del gradino di q. 2020, le seconde invece a Valbione, allo sbocco della valle.

Qui si distingue un apparato morenico frontale assai caratteristico e regolare. Esso chiude la valle in modo da segnare un limite netto tra il ripido pendio che forma il gradino di sbocco, e il piano alluvionale retrostante, su cui sorge Valbione, dovuto appunto allo sbarramento morenico. Una morena di sponda destra, chiaramente indicata da Gb. Dal Piaz, e un'altra pure evidente in sponda sinistra, dimostrano che il ghiacciaio della Val Seria, in una fase precedente alla costruzione dell'apparato frontale ora detto, traboccava con una bella lingua, larga 500 metri, verso Ponte di Legno, unendosi al coevo ghiacciaio della Val Narcane attorno a Castel Belpoggio. Nella fase del massimo sviluppo dei ghiacciai gschnitziani le due lingue si confondevano dunque presso la fronte, ed è difficile ora precisarne la forma. Nella fase più ridotta del medesimo stadio di Gschnitz le due lingue erano invece completamente indipendenti, terminando, quella scendente dalla Val Narcane, in corrispondenza alla cerchia più interna di Ponte di Legno, e quella scendente dalla Val Seria, alla morena frontale di Valbione, cioè a m 1500 circa.

Il Dal Piaz, nell'opera citata, descrive un arco morenico frontale ancora più alto di quello dauniano già ricordato, e formula l'ipotesi che esso vada attribuito allo stadio di Egesen. Esso si trova allo sbocco del canalone occidentale alla testata della Val Seria, su un gradino superiore a quello della Baita di Pozzuolo (m 2020). Il disegno della carta topografica è qui pessimo. Sul posto si riconosce un bell'arco frontale in quel punto, formato in parte da grossi blocchi accatastati, in parte da materiale morenico più minuto ed elaborato, appoggiato al gradino in roccia. Questo arco frontale non delimita però completamente la fronte dell'antico ghiacciaio del canalone occidentale, in quanto sul lato destro il morenico continua in un ripido argine, che scende direttamente verso il gradino sottostante, quello della Baita di Pozzuolo. La morena più elevata formava dunque un unico sistema con le morene dauniane già ricordate: il ramo glaciale scendente dal canalone occidentale si appoggiava al gradino più elevato e lo superava solo sul lato destro, fondendosi poi verso la fronte con il ghiacciaio uscente dal canalone orientale. Da questo l'alimentazione doveva essere più abbondante; infatti, dalla forma delle morene attorno a Baita di Pozzuolo, si vede chiaramente che il ghiaccio, al centro e sul lato destro, traboccava oltre il gradino inferiore. Sul lato destro doveva esservi anche un cospicuo accumulo di neve di valanghe sul gradino medesimo (Tav. II, fig. 1).

Dalle morene della parte alta della valle si ricostruisce la forma, piuttosto complessa, del ghiacciaio durante uno stadio che si può identificare con quello di Daun. Il calcolo del l.n. non può essere che approssimativo; con la semplice media dei punti

([1]) Cfr. Bianchi A., Dal Piaz Gb. (1940) p. 14.

estremi, e ammettendo una correzione per l'esposizione e l'orografia di 150 metri, dato il forte riparo, si ottiene un l.n. climatico a 2710 m, cioè circa 240 m al di sotto del l.n. attuale.

Per le morene della parte bassa della valle (fronte a Valbione), il calcolo del l.n. col metodo di Kurowski è reso problematico dalla mancanza di morene di sponda che indichino lo spessore del ghiacciaio. In via del tutto ipotetica ho comunque calcolato in 2200 m l'altitudine media del ghiacciaio che aveva la fronte a Valbione, da cui si dedurrebbe un l.n. climatico a 2300 m, 650 metri più basso dell'attuale. Invece dalla media dei punti estremi si ricava una differenza di soli 550 m, rispetto al l.n. attuale. Comunque mi sembra fuori discussione l'attribuzione di tali morene al gruppo « Gschnitz ». Val la pena di far notare che esso è caratterizzato qui da due oscillazioni ben evidenti e distinte.

VALLE DELL'AVIO.

E' la più importante delle valli che mettono nell'alta Val Camonica, e penetra fino al cuore del Gruppo dell'Adamello, avendo alla sua testata la stessa cima principale del gruppo montuoso (m 3554), che la domina con le sue impressionanti pareti occidentali e settentrionali. Già alla testata la valle raggiunge una notevole profondità: la conca di Malga Lavédole è a poco più di 2000 metri, e si trova ad una distanza di meno di 3 chilometri, in linea d'aria, dalla vetta dell'Adamello.

L'erosione lungo questa valle ha potuto incidere profondamente nella stessa massa granodioritica del massiccio. Caratteristici gradini di valle, alternati con conche di ultraescavazione altrettanto caratteristiche, si sviluppano prevalentemente nella roccia granodioritica, anzichè presso il limite con le filladi come accade di solito in altre valli (Tav. II, fig. 2) ([1]).

Per lo scopo che qui interessa, e specialmente per un confronto con la Val di Narcane e con le altre valli minori orientate ugualmente, basterà ricordare che in questa valle le elevate superfici, così diffuse in altre parti del gruppo, sono assai ridotte: dai fianchi precipiti della cima maggiore e delle altre minori si passa ai pendii, abbastanza estesi, di due caratteristici circhi di valle (quello del Veneròcolo e quello dell'Avio), ma poi si scende subito, con gradini, alla conca di Malga Lavédole già ricordata, in cui si inizia il fondovalle.

Numerosi circhi si allineano sul fianco sinistro, sotto le creste che stanno fra il Corno del Baitone (m 3331) e il M. Avio (m 2962). Il tratto di versante che sta sotto, non molto ripido in alto, può in qualche modo assomigliare a un *costèr* (cfr.: Merciai, 1925, p. 42). Di fronte sbocca un ripido vallone, la Valle dei Frati. Gli altri tratti dei fianchi vallivi, compresi nella formazione granodioritica, sono assai scoscesi, solcati da ripidi canaloni. Infine l'ultimo tratto della valle, sempre più aperto e pianeggiante, è scavato entro la formazione delle filladi, fino a Temù, dove sbocca sulla valle dell'Oglio senza gradino, a livello.

([1]) Di questi esempi, grandiosi, di morfologia glaciale, ha espressamente trattato il Salomon (1900), seguito dal Penck (1909, p. 836). Descrizioni della valle si trovano nella memoria del Merciai (1925, p. 42) e nel lavoro di Bianchi e Dal Piaz (1940, p. 16).

Fig. 4. - Ricostruzione dei ghiacciai dello stadio di Daun nell'alta Valle dell'Avio e nel sottogruppo del Baitone.

I ghiacciai attuali sono raffigurati nei limiti del 1957, secondo Saibene. Le curve di livello (a linee continue) sono puramente dimostrative.

1. **Argini morenici del secolo XIX.**
2. **Argini morenici antichi.**
3. **Archi detritici pseudomorenici.**
4. **Colate di pietre.**
5. **Aree occupate da ghiacciai durante lo stadio di Daun. Per l'antico ghiacciaio d'Aviolo e un altro piccolo ghiacciaio vicino sono indicati, a trattini, il contorno e le presunte curve di livello, con equidistanza di 100 m (altitudini tra parentesi).**

I ghiacciai attuali si trovano alla testata, ad occupare una parte delle superfici dei circhi, di valle o di monte, ora detti: si tratta di piccoli ghiacciai, generalmente annidati al piede delle pareti dei monti, con forte alimentazione da valanghe. Soltanto il Ghiacciaio del Veneròcolo conserva una piccola lingua, che scende fino a m 2570 (Saibene).

Si possono aggiungere i residui di piccoli ghiacciai di circo che si trovano attorno al Corno Baitone, sul fianco Ovest, e un piccolo ghiacciaio di pendio sulla Cima Calotta (m 3225 I. G. M., m 3214 *Alpenverein*), sul fianco Est della valle.

Le morene recenti di questi ghiacciai sono in generale ben evidenti ([1]). Particolarmente

([1]) Cfr.: De Gasperi (1913 b e 1921); Merciai (1925). R. Albertini (1952) riferisce alcune di queste morene allo stadio di Fernau, senza però motivare tale attribuzione.

vistose sono le morene disposte lungo la lingua del Ghiacciaio del Veneròcolo, e lungo il Ghiacciaio dell'Avio. Esse scendono molto più in basso delle fronti attuali.

Anche le morene degli stadi più antichi si riconoscono bene in questa valle, che, durante lo stadio di Gschnitz, era occupata per intero da un grande ghiacciaio vallivo. Per lo stadio di Daun non si trovano invece tracce di un ghiacciaio allungato nella valle, ma solo quelle di ghiacciai relativamente piccoli, più o meno indipendenti tra loro, raccolti nel bacino di testata, o nei circhi e canaloni laterali. Le morene dauniane più evidenti sono quelle, già segnalate dal Penck (1909, p. 940) e dal Merciai (1925, p. 47), che convergono verso la conca della Malga Lavédole dalla conca del Veneròcolo. Sul lato destro dell'antico Ghiacciaio del Veneròcolo si possono seguire le morene di sponda, per un buon tratto, risalendo la mulattiera che porta al Rifugio Garibaldi, e poi ancora lungo il sentiero del Passo Veneròcolo. Si può riconoscere con esattezza il margine dell'antico ghiacciaio, e il forte aumento di inclinazione sotto il Rifugio Garibaldi, dove la valle presenta un gradino (fig. 4).

Verso Malga Lavédole scendono altri notevoli argini morenici da Sud-Est e da Sud; si tratta della grossa morena mediana compresa tra la lingua del Veneròcolo e l'altra che scendeva dal Pantano d'Avio, e della morena laterale sinistra di quest'ultima (ril. Gb. Dal Piaz; cfr.: Merciai, 1925, p. 45). La fronte di questi ghiacciai doveva aver raggiunto la soglia che chiude a valle la conca di Malga Lavédole, e in parte poteva rompersi sul gradino sottostante. Ciò si intuisce esaminando la forma di alcuni depositi morenici conservati appunto su questa soglia. Ma, almeno in una prima fase, anche un altro ghiacciaio dauniano assai ripido scendeva nello stesso punto da Sud-Ovest, e cioè dal circo di Nord-Est del Corno Baitone (i Lastè); in un secondo tempo esso si era però ritirato al di sopra di 2200 metri, come dimostra una morena frontale arcuata, o forse scaricava ancora del ghiaccio verso Malga Lavédole lungo il ripido canalone sotto i dirupi del fianco destro.

Nell'ampio bacino di testata della Valle dell'Avio tre ghiacciai, nello stadio di Daun, arrivavano dunque a fondere le loro lingue a Malga Lavédole. Essi però non riuscivano a formare una lingua glaciale che scendesse poi lungo la valle, e anche nello stesso bacino di testata alcuni tratti di versante, bene esposti all'insolazione, erano già allora scoperti.

Era scoperto il fianco destro, esposto a mezzogiorno, della Valle di Veneròcolo, come si è visto, e così pure una parte del fianco sinistro della conca dell'Avio, bene esposta a levante; infatti su questo lato il ghiacciaio che occupava l'ampio circo a fondo inclinato sotto i Corni Premassone, sul lato sinistro non arrivava a congiungersi con la sottostante lingua del Ghiacciaio dell'Avio, ma si arrestava intorno a 2500-2600 metri con una larga fronte. Il ghiacciaio principale della conca dell'Avio si raccoglieva nel bacino del Pantano dell'Avio, e, a partire da questo punto, mandava verso Nord una lingua assai gonfia, di cui si vedono le tracce nelle morene di sponda lasciate sul fianco sinistro della valle. Sul fianco destro invece, sormontato dallo sperone del M. Adamello, si prolungava l'area alimentatrice.

Alcuni argini morenici dello stesso ghiacciaio dauniano, mostrano con la loro forma arcuata, subito a monte di Malga Lavédole, che per un certo tempo tale ghiacciaio si tenne entro limiti un po' più ridotti, e terminava a fianco del ghiacciaio di Val Veneròcolo senza più raggiungere il piano di Malga Lavédole.

Nella parte Sud di questo piano alcuni archetti di materiale a blocchi, indicati nel rilievo di Gb. Dal Piaz, dimostrano che esistevano in quel punto accumuli di neve o ghiaccio alimentati da valanghe, al piede del costone roccioso che separa il circo dei Lastè dall'alta conca dell'Avio. Data la loro posizione, essi sono postdauniani; trattandosi essenzialmente di formazioni di valanga, in un luogo anche assai protetto nei confronti dell'insolazione, non è il caso di cercare una datazione più precisa (pseudomorene di nevaio, o *Lawinenmoränen*). Qualche deposito morenico si trova sul fianco sinistro della Val d'Avio, al di sotto dei circhi compresi fra Cima Lavédole e M. Avio; ma posso dire poco di preciso non avendo visto questo versante che da lontano.

Anche nella Valle dei Frati, affluente di destra, si scorgono dal basso degli accumuli di natura morenica, che ho cercato di rappresentare nella cartina di fig. 4, per quanto la base topografica sia assai difettosa. Tali depositi scendono ad altitudine abbastanza bassa, forse a 2300 metri, specialmente al piede di dirupi del fianco sinistro, dove, in posizione riparata dal costone di Punta Nino Calvi, poteva conservarsi parecchio ghiaccio alimentato da valanghe.

Più a Nord, nella Valle di Salimmo, alla cui testata si trova ancora il ghiacciaietto della Calotta, la carta geologica indica depositi morenici, che appartengono evidentemente ad un ghiacciaio locale dauniano. Un piccolo argine morenico è indicato, nei rilievi geologici inediti 1:10.000 di E. Semenza, nella piccola Valle dei Buoi, sotto M. Castablo, attorno a 2300 metri. Anche questo argine apparteneva senza dubbio ad un piccolo ghiacciaio dauniano.

La parte bassa della valle possiede vari depositi morenici sui fianchi e presso il fondo, indicati nella carta geologica. Allo sbocco nella Val Camonica, presso Temù (m 1110) si conserva un complesso di archi morenici che costituiscono, nell'insieme, l'apparato frontale di un ghiacciaio della Valle dell'Avio, confrontabile con l'analogo apparato di Ponte di Legno già descritto (Tav. III, fig. 2).

Il Penck (1909, p. 838) lo ha segnalato, e attribuito allo stadio di Gschnitz. Vi si possono riconoscere diverse cerchie moreniche; la più interna è quella meglio conservata; la taglia il torrente 150 metri a monte del « Ponte della Valle »; ha un andamento semicircolare assai evidente. Un debole argine si stacca da questa cerchia sulla destra e si dirige un poco più avanti, verso il ponte ora nominato. Un altro argine si inizia, sempre sul fianco destro, presso il capitello di q. 1157, si dirige poi a Nord, verso l'Oglio, biforcandosi. Rappresenta un resto della cerchia più esterna; ha l'equivalente, sul lato opposto, in un argine diritto che, orientato da SSE a NNO, va a terminare alle case di Cavaione. Il ghiacciaio della Valle dell'Avio in un primo tempo aveva sbarrato la Valle dell'Oglio, poi si era ritirato un poco a Sud, terminando in corrispondenza alla cerchia più interna. La sua lunghezza complessiva, misurata a partire dal Corno Bianco, era di circa 12 chilometri. La mancanza di morene laterali non ci permette di ricostruirlo con una certa precisione; possiamo però facilmente immaginare la sua lingua regolarmente allungata nell'ultimo tratto della valle, e la zona alimentatrice estesa nei bacini di testata, e nei numerosi circhi e canaloni laterali, compresi tra le aspre montagne granodioritiche.

La evidente analogia con il ghiacciaio di Val Narcane che terminava a Ponte di Legno ci dispensa dal discutere l'attribuzione del Penck allo stadio di Gschnitz. Piuttosto può essere interessante un confronto con i ghiacciai dauniani della stessa Valle dell'Avio, che rimasero, come si è visto, assai ridotti nella zona di testata; la fronte dauniana sotto Malga Lavédole era arretrata di ben 7 chilometri rispetto alla fronte gschnitziana di Temù. Il confronto è istruttivo, specialmente se si tiene conto della configurazione generale della valle che, durante lo stadio di Daun, era assai meno favore-

vole allo sviluppo dei ghiacciai che la vicina Val di Narcane già esaminata. Come si è detto, la Valle dell'Avio si approfondisce molto già in vicinanza della testata, quindi i ghiacciai dauniani, piuttosto ripidi, scendevano dopo un percorso molto breve ad un'altitudine in cui l'ablazione era già molto intensa; viceversa la loro alimentazione non era favorita da superfici molto estese ad alta quota. La stessa larghezza del bacino di testata faceva sì che i ghiacciai dauniani uscenti dai numerosi circhi non arrivavano a fondersi assieme al centro che in minima parte, e quindi non potevano alimentare un'importante colata lungo la valle. Le condizioni erano perciò qui, in un certo senso, opposte rispetto a quelle della Val di Narcane, durante lo stadio di Daun. Invece queste condizioni locali non avevano ancora efficacia sui due ghiacciai vallivi nello stadio precedente, cioè in quello di Gschnitz.

Possiamo aggiungere qualche considerazione a proposito del l.n. nello stadio di Daun, che si presta maggiormente ad un calcolo, sia pure approssimativo, per le piccole dimensioni dei ghiacciai. Comunque si voglia calcolarlo, si ottiene sempre un valore notevolmente elevato per questo limite: per il ghiacciaio scendente dalla conca del Veneròcolo, si trova con la media dei punti estremi un valore di 2725 m. In questo caso, data l'esposizione complessivamente verso Ovest, possiamo anche trascurare la correzione per l'orografia e valutare a circa 2750 metri l'altitudine del l.n. climatico. Ciò è confermato dal fatto che si trovano tracce di morene dauniane, sul lato destro, fino a più di 2700 metri.

Non è affatto inverosimile che anche nello stadio di Daun si facesse sentire fortemente l'« effetto di massa », con un innalzamento del l.n. alla testata della Valle dell'Avio, posta nel cuore del Massiccio dell'Adamello, circondata da ogni parte da alte montagne. Anche questo innalzamento naturalmente deve aver influito nel limitare lo sviluppo dei ghiacciai dauniani di questa valle.

VALLE DI VALLARO.

E' una valle corta, che sbocca presso Stadolina nella Val Camonica. La si potrebbe avvicinare alla Val Seria già ricordata, per molti caratteri; ma qui è assai meno sviluppata la parte compresa fra i monti granodioritici, cioè la parte che ci interessa per l'alimentazione degli antichi ghiacciai. Il Monte Avio, alla testata, non raggiunge i 3000 metri, ma ospitava, fino a poco tempo fa, sotto le ripide pareti settentrionali, un minuscolo ghiacciaio di canalone (Merciai, 1925, p. 41; Saibene, 1953, p. 251).

La testata della valle è formata da un ampio coro di cime che, con numerosi canaloni, scaricano detriti verso il basso. Mancano veri ripiani o gradini, e, salvo qualche sporgenza rocciosa, i coni detritici discendono direttamente fin verso 1800 metri, dove si fondono in una superficie sempre meno inclinata, di natura alluvionale. Il fondovalle si fa sempre più dolce, fino a pianeggiante presso Paghera (m 1455), per poi restringersi e divenire ripido allo sbocco nella Val Camonica, ove presenta un gradino.

Nella parte alta non si distinguono morene nè recenti, nè antiche. Il ghiacciaio dauniano che certamente occupava la testata aveva probabilmente la fronte su pendio assai ripido, ove oggi sono i coni detritici.

Sono invece caratteristici i depositi morenici allo sbocco della valle, costituiti da elementi granodioritici, che possono attribuirsi ad un ghiacciaio vallivo assai più antico. Argini morenici veri e propri si riconoscono solo sul fianco destro, meno ripido: un nettissimo argine di morena laterale accompagna per qualche centinaio di metri il sentiero che da Pradossino porta a Costa. Un altro dosso morenico allungato, meno netto e più ripido, si trova più a levante, e potrebbe corrispondere a una fase ancora più antica. A levante di Pradossino si riconoscono piccoli argini allungati nei prati. Più in basso, subito ad Est dello sbocco, sopra C. del Forno, un bell'argine arcuato rappresenta la morena destra di una linguetta glaciale allungata giù per la valle fino all'apice dell'attuale conoide.

Non si può escludere che esistesse anche una morena frontale un poco più a monte, corrispondente a una fase più tarda, ma l'erosione del torrente ha profondamente inciso i depositi morenici più vicini al suo letto. Tuttavia l'alluvionamento della valle a monte del gradino di confluenza, anteriore all'attuale fase di incisione e terrazzamento, poteva essere dovuto ad uno sbarramento morenico.

Queste morene della Valle di Vallaro non erano note dai rilievi precedenti; la loro scoperta permette di ricostruire un importante ghiacciaio vallivo.

Sebbene la carta topografica (tavoletta Edolo) sia assai esatta, la ricostruzione del ghiacciaio è difficile per la parte media-superiore, in mancanza di indizi sul suo spessore. Nella fase corrispondente alla morena di C. del Forno, il ghiacciaio aveva una lunghezza di circa 4,5 Km e terminava intorno a 1100 m s. m.. La sua altitudine media poteva essere al massimo a 2100-2150 m, probabilmente più bassa; dall'altitudine dei punti estremi si ricava una media di 2030 m. Indipendentemente da questi calcoli, può servire un confronto con l'antico ghiacciaio della Val Seria che terminava a Valbione, a 1500 m s. m.: esso era orientato nello stesso modo, era sviluppato quanto questo; era però alimentato da un sistema di valloni e circhi complessivamente più ampio e più elevato che nel caso della Valle di Vallaro e aveva la fronte 400 metri più in alto. Facciamo un confronto ora con il ghiacciaio della Val Seria che traboccava verso Castel Belpoggio: anche questo terminava un centinaio di metri più in alto, intorno a m 1200. Siamo dunque, nel caso della Val di Vallaro, di fronte ad un ghiacciaio che presuppone un l. n. assai più basso che per i ghiacciai già noti dello stadio di Gschnitz.

Tenendo conto dell'esposizione verso Nord, si può porre il limite climatico a circa 2150-2200 m, con un abbassamento rispetto al l.n. attuale di 800-750 m, cioè un abbassamento assai notevole, vicino a quello caratteristico dello stadio di Sciliar.

Le morene corrispondenti allo Gschnitz classico sono probabilmente state sepolte dalle alluvioni. Se è vero che esisteva uno sbarramento morenico frontale della valle a circa 1400 m, presso Pradossino, come si è sopra accennato, lo si potrebbe riferire alla oscillazione principale dello stadio di Gschnitz.

VAL PAGHERA DI VEZZA.

Questa valle chiude la serie delle valli di sinistra dell'alta Camonica, dirette verso Nord. Sbocca a circa 1000 m s. m. presso Vezza d'Oglio, e prende origine nel sottogruppo del Baitone, culminante a m 3331. Di lunghezza media (8 km), essa andrebbe avvicinata, per le condizioni generali di sviluppo e di altimetria, piuttosto che alle valli esaminate finora, alla Val Piana, nel Gruppo della Presanella, compresa nel territorio studiato da R. Malaroda (1948).

Come il solito, va distinta la parte superiore dalla parte inferiore. La prima è circondata da alte vette tonalitiche e granodioritiche, ha il fondo costituito da due conche ultraescavate e alluvionate (Piano d'Aviolo, m 1927), ed è separata dalla parte inferiore per mezzo di un nettissimo doppio gradino, alto 400 m. La seconda parte è abbastanza pianeggiante e regolare, e sbocca nella Val Camonica con un gradino ormai inciso. Alla testata possiede un bel ghiacciaio di vallone (Ghiacciaio d'Aviolo) e qualche nevaio, residuo di altri piccoli ghiacciai ormai estinti (De Gasperi, 1921; Merciai, 1925; Saibene, 1953). Le morene del Ghiacciaio d'Aviolo attuale non si son potute deporre, per la ripidità del pendio (Saibene) da cui i blocchi precipitano a formare depositi detritici alla base ([1]). Ma al piede di questi, nella parte più alta del Piano d'Aviolo, presso la Malga dello stesso nome, tutta una serie di archi concentrici, di dossi, di accumuli di blocchi, rappresentano indubbiamente le morene deposte, in momenti diversi, da un antico ghiacciaio che occupava tutta la testata della valle (fig. 4).

Della cerchia più interna è indicata la parte destra anche sulla tavoletta « Edolo », subito a Sud della Malga (m 1948). Nelle immediate vicinanze della malga stessa sorgono vari piccoli dossi, ma più a Nord si possono individuare, sia sulla sponda destra, sia su quella sinistra del Rio d'Aviolo, almeno tre piccole cerchie frontali molto ravvicinate. Una cerchia ancora più esterna, visibile specialmente sulla sinistra, abbraccia tutta la conca superiore del piano, costringendo il ruscello a divagare in meandri tra i depositi alluvionali e torbosi. Quindi una piccola soglia in roccia separa questa parte del piano da quella inferiore, ora trasformata in un piccolo lago-serbatoio.

Possiamo effettuare il calcolo del l. n. con una buona approssimazione, poichè disponiamo di un'ottima carta al 25.000 (la tavoletta « Edolo ») su cui ricostruire l'antico ghiacciaio (fig. 4). Sul lato destro, allo sbocco del circo di Cima Lavédole, un costone morenico culminante a circa 2400 m, evidentemente formato da una ripida morena dauniana, permette di delimitare la forma del ramo glaciale uscente da quel circo, e di conoscerne lo spessore. Essendo complessivamente il nostro ghiacciaio di dimensioni piuttosto piccole, il calcolo del l. n. può avere una certa attendibilità. Ricostruito il ghiacciaio corrispondente alla morena frontale più avanzata, ottengo un'altitudine media di m 2500. La media altitudine dei punti estremi dà invece un valore di m 2625. La differenza è evidentemente dovuta alla forma larga e pianeggiante della lingua, che fa abbassare il valore dell'altitudine media. Naturalmente questa differenza si riduce per le cerchie più interne, corrispondenti ad una lingua glaciale assai più tozza e più ripida. Possiamo porre il l. n. climatico a circa 2600 m per la fase più antica, a circa 2700 per la fase più recente: le varie cerchie del Piano d'Aviolo, tutte vicine fra loro, sono ben rappresentative di un « gruppo dauniano » di oscillazioni. Si può osservare che la cerchia più avanzata è anche la meno rilevata, formata da poco materiale.

Nel circo che sta sotto Cima Lavédole, esposto a Nord-Ovest, si scorge un bell'arco morenico, scendente fino al punto quotato 2458; credo che vada riferito a un piccolo ghiacciaio del secolo scorso, di cui i due grossi nevai attuali (Saibene, 1953, p. 249) sono i residui. Negli altri circhi della valle sono ben conservate morene dauniane: da due circhi rivolti a ponente, compresi fra la Cima Gole Larghe e il Corno Giuello, si formava un piccolo ghiacciaio che si spingeva molto in basso sul lato sinistro, al riparo

---

([1]) Solo sui fianchi sono rimasti alcuni depositi morenici del secolo scorso, indicati nello schizzo in scala 1:6000 del De Gasperi (1921).

della cresta Ovest del Corno Giuello, e mandava una ripida linguetta fin verso 2200 m; la morena destra è ben rappresentata sulla carta topografica, come pure sulla carta geologica di G. Schiavinato, e sale verso l'alto fin oltre 2600 m; ciò dice che il l.n. doveva essere al di sopra di tale altitudine. Un'altra morena, pure riferibile ad un ghiacciaio dauniano, si trova sul versante opposto, nel circo Fupù, sotto il Monte Aviolo (Schiavinato). Anche qui possiamo calcolare il l.n. climatico a 2650 m circa.

Le morene dauniane nell'alta Val Paghera sono dunque ben sviluppate, e mostrano una molteplicità di oscillazioni, che raramente si trova in altre valli. Più difficile è lo studio del morenico della parte inferiore, pur essendo esso molto abbondante, come indica la carta di G. Schiavinato. Allo sbocco della valle esiste, sul lato sinistro, un ripido rilievo morenico tra 1100 e 1200 m, che senza dubbio va interpretato come la morena laterale di una lingua che si affacciava dalla Val Paghera nella Val Camonica. Altre tracce lasciate da questo antico ghiacciaio sono piuttosto scarse; tuttavia si può dire che esso si allargava con la sua fronte sul fondo della Val Camonica, scendendo fino a circa 1000 m s. m.. Se confrontiamo questo ghiacciaio con gli altri ghiacciai gschnitziani studiati in precedenza (quello della Val Narcane con fronte a Ponte di Legno, quello della Val Seria con fronte a Valbione, quello della Valle dell'Avio con fronte a Temù) o col ghiacciaio gschnitziano della Val Piana (bacino del Noce), tenendo conto della conformazione delle rispettive valli, dobbiamo rilevare, per questo ghiacciaio della Val Paghera, la notevole lunghezza, e la quota assai bassa della fronte. Il l.n. climatico doveva essere intorno a 2250 m s. m., cioè circa 700 m al di sotto del l.n. attuale. Si deve quindi pensare ad un'oscillazione antica del gruppo di Gschnitz. Altre morene sono probabilmente sepolte nel tratto più a monte o sono andate distrutte per erosione.

Allo sbocco della valle, nel lato sinistro, presso Mondadizzo, un piccolo rilievo morenico a circa 1025 m s. m., rappresenta il residuo delle morene che circondavano la fronte del ghiacciaio. Sul lato destro, un po' a monte, si notano piccoli tratti di argini presso C. Corsù e C.se Poli. Piccoli terrazzetti morenici esistono sul fianco destro della valle, sopra C. Boiate (q. 1329), sopra le Casere (m 1370-1380), e presso q. 1395, ma hanno scarso significato. La strettoia del fondovalle presso Ponte Scalino è semplicemente dovuta a due conoidi del fianco destro. Più a valle il torrente ha scavato profondamente entro i potenti depositi morenici e nella roccia in posto.

VERSANTE OCCIDENTALE DEL MONTE AVIOLO, VAL RABBIA E VAL GALLINERA.

La carta geologica di G. Schiavinato indica presso S. Vito, nel vallone che scende dal circo a NO del Corno Plazza, degli argini morenici che si possono riferire a un piccolo ghiacciaio dello stadio di Gschnitz (l.n. circa 2350 m s. m.). Bei depositi morenici esistono allo sbocco della Val Moriana presso Incudine, su entrambi i fianchi, ma con caratteristiche di morena di fondo.

Nel bel circo ad Ovest del Monte Aviolo vari archi morenici sono indicati nella carta geologica citata: appartengono a diverse soste, dello Gschnitz e più recenti, di un

ghiacciaio locale. Nella parte bassa del versante, non lontano da Edolo, il SALOMON (1890) ha descritto con abbondanza di particolari il diffuso morenico.

Nella ripida Val Gallinera, l'inclinazione dei versanti e la strettezza della valle hanno impedito la formazione di belle morene. Ciò vale sia per i ghiacciai attuali (ghiacciai sospesi, ghiacciai di canalone), sia per quelli antichi. Le ripidissime morene del secolo scorso sotto la colata più orientale si distinguono male da semplici accumuli detritici. Invece i ripidi depositi che si incontrano a Nord delle Baite Dembrè e presso le Baite Gallinera si potrebbero riferire a ghiacciai di canalone dauniani. Subito ad Ovest delle Baite Gallinera esiste del materiale morenico cementato.

Nell'alta Val Rabbia i rilievi geologici di G. SCHIAVINATO indicano una morena frontale a circa 2100 metri: dai ripidi circhi della testata, con parecchie cime di oltre 3000 m, scendeva fin qui un notevole ghiacciaio nello stadio di Daun. In uno di quei circhi esiste ancora il piccolo ghiacciaio di Bombià (DE GASPERI, 1921; SAIBENE, 1953). Gli archi morenici indicati da G. SCHIAVINATO nel circo meridionale potrebbero appartenere ad un altro piccolo ghiacciaio, esistente forse nel secolo scorso, ora scomparso (fig. 4).

VAL MALGA (BACINO DEL TORRENTE REMÙLO).

La Val Malga è la più settentrionale delle due grandi valli affluenti della Val Camonica, dirette, dal Gruppo dell'Adamello, verso Ovest. In confronto con le valli esaminate in principio, si deve tener conto qui, oltre che della diversa orientazione, anche del fatto che questa valle, e ancor più la successiva, sboccano ormai a un'altitudine assai bassa, conformemente all'approfondirsi progressivo della valle principale. La parte superiore delle valli in questione si trova però ancora in pieno ambiente d'alta montagna, non solo per l'altitudine delle vette che le circondano, ma anche per possedere dei lunghi tratti, o degli estesi bacini, ad altitudine superiore ai 2000 metri.

La parte superiore della Val Malga si divide in due rami, di cui l'uno è rappresentato dalla Conca del Baitone, che ha più l'aspetto di un insieme di conche e di circhi, che di una valle, ed è complessivamente rivolta verso Sud; l'altro è rappresentato dalla Val Miller, che, sia pur breve, è la prima delle quattro valli glaciali, irradiantisi sul lato sudoccidentale del gruppo, note per la regolarità dei loro lineamenti morfologici, su cui già vari autori si sono soffermati (LEHMANN, 1920; MARINELLI, 1948; MERCIAI, 1925). Quanto alla costituzione geologica, si ripete qui il solito contrasto fra le rocce tonalitiche della parte alta del bacino, e gli scisti cristallini in cui si sviluppa la parte inferiore della valle; qui però il motivo si complica per la presenza di rocce assai differenziate, con abbondanza di masse dioritiche, di rocce filoniane e di rocce metamorfiche per contatto, nella Conca del Baitone.

Nella Conca del Baitone esistevano, fino a qualche decennio fa, due piccoli ghiacciai di circo: il ghiacciaio del Cristallo e il Ghiacciaio meridionale del Baitone (MERCIAI, 1925; SAIBENE, 1953). Sono rimaste le loro morene, citate dal MERCIAI e indicate nella carta geologica di G. SCHIAVINATO. La stessa carta indica pure le principali morene stadiali, ed altre, con maggiore dettaglio, sono segnate nei rilievi geologici inediti al 25.000 di Gb. DAL PIAZ, che ho potuto consultare.

Nella topografia assai irregolare della parte più alta della conca, questi argini ora visibili sul terreno non consentono che una ricostruzione approssimativa degli antichi ghiacciai. Ai veri depositi morenici si aggiungono alcune formazioni del tipo delle « pietraie semoventi » (fig. 4).

Sono da classificarsi come pietraie semoventi il grande ammasso di detrito, con fronte regolarmente arcuata, che dal circo sottostante ai Corni Premassone si avanza verso il Lago Lungo (q. 2519) invadendolo in parte ([1]); e la piccola colata di blocchi che si trova nello stesso circo a q. 2592. Un'altra vecchia pietraia semovente è probabilmente l'ammasso di pietre, con forma di colata, situata nel circo sotto il Passo di Plem.

Tra le morene vere e proprie va ricordato l'ampio dosso che dal costone NO del Corno del Cristallo discende, sempre nella stessa direzione, fino al Rif. Tonolini (ril. Gb. Dal Piaz), evidentemente morena sinistra di una lingua che scendeva dai circhi sotto Cima di Plem fino al Lago Bianco e al Lago Rotondo ([2]). Sulla sua destra sono state rilevate altre antiche morene a grossi blocchi a varia altezza, a Nord del Lago Bianco.

Nel bacino del Lago Lungo, ora ingombrato dalla colata di blocchi ricordata sopra, doveva scendere un ghiacciaio dal versante meridionale del Corno Baitone: infatti esistono piccoli depositi morenici presso l'estremità Sud del lago, e un argine lungo il lato Sud-Est. Ma più in alto, sulla soglia del gradino che sostiene il Lago Gelato di q. 2783, numerosi cumuli morenici appoggiati alla roccia indicano che l'antico ghiacciaio si arrestava su questo gradino, scendendo in basso solo sul fianco occidentale, verso il Lago Lungo. Più ad Ovest i rilievi geologici di Gb. Dal Piaz indicano tre archetti morenici tra 2700 e 3000 m s. m. nel circo sottostante al Passo delle Granate. Un altro arco nel circo sotto Monte Bombiano, e infine uno assai piccolo a Nord-Est della Punta della Val Rossa.

Al centro della conca, presso l'estremità Nord del Lago Baitone, ho potuto distinguere alcuni argini che si immergono nel lago; sembrano formati da una piccola lingua proveniente dal Lago Rotondo.

Lungo la Val Miller, davanti al poderoso accumulo morenico formato dal Ghiacciaio Miller (effluenza del soprastante Pian di Neve, ormai molto ridotta; cfr.: Saibene, 1953, p. 238), due begli archi morenici frontali (ril. Gb. Dal Piaz) chiudono anteriormente il Pantano del Miller, conca lacustre colmata. Sono queste ormai morene stadiali, a circa 2400 m s. m.. Al di sotto di questi, sul lato destro del Torr. Remùlo, ripidi argini morenici scendono verso il torrente, prolungandosi in parte fino ai pressi del Laghetto Miller (circa 2265 m s. m.). Sul fianco sinistro di questo primo tratto della valle si trovano i residui di quello che era il Ghiacciaio Remùlo (Saibene, 1953), che un tempo si affacciava fino all'orlo del *costèr*. Più in basso, poco a monte del bacino di presa (q. 2166), un argine morenico indicato da Gb. Dal Piaz scende obliquamente dal fianco sinistro della valle, e dimostra che un antico ghiacciaio arrivava in questo punto dal fianco fino al fondovalle. Un argine simile, ma meno evidente, ho potuto osservare un poco più ad Ovest, sviluppato in basso fino a circa 2200 m, quindi un po' alto sul fondovalle; corrisponde ad un antico ghiacciaio alimentato nei circhi sotto i Corni di Cevo, con esposizione a Nord.

Dall'insieme dei resti morenici si può trarre qualche conclusione sull'estensione dei ghiacciai dauniani nel bacino della Val Malga (fig. 4).

Nella Conca del Baitone esistevano due piccoli ghiacciai di circo ad Ovest del Lago Baitone. Ad Est del Corno e del Passo delle Granate un ghiacciaio depositava le morene sui 2700-2800 m, e probabilmente scendeva, sotto il Corno delle Granate,

---

([1]) *Firnmoräne* secondo il Salomon (1908, p. 91 e fig. 28); « grande morena ad elementi grossissimi, irregolari, accatastati in ripido pendio », secondo il De Gasperi (1914). Si tratta della fronte molto inclinata di questa antica pietraia semovente. La pendenza della pietraia è invece quasi nulla al di sopra della fronte, dove si sviluppano numerose cordonature regolarmente arcuate.

([2]) Già il De Gasperi (1914) ricorda due grossi cordoni morenici sul lato meridionale del Lago Rotondo, e altri depositi presso il Lago Bianco.

anche più in basso, fino ai pressi del Lago Verde (m 2479), per quanto non mi siano noti resti morenici in quel punto. Sul versante Sud del Corno Baitone un ghiacciaio occupava certamente le balconate su cui si trovano i Laghi Gelati, e probabilmente si fondeva, al Lago Lungo, con un ramo uscente dal circo sotto i Corni Premassone, ma non sembra che una lingua uscisse verso Sud dalla conca del Lago Lungo. Data l'esposizione a Sud, non meraviglia un l.n. (orografico) dauniano a oltre 2800 m (media dei punti estremi: m 2825). Le morene sulla soglia antistante al Lago Gelato di q. 2783, dicono appunto che il l.n. si trovava sicuramente al di sopra di 2800 m.

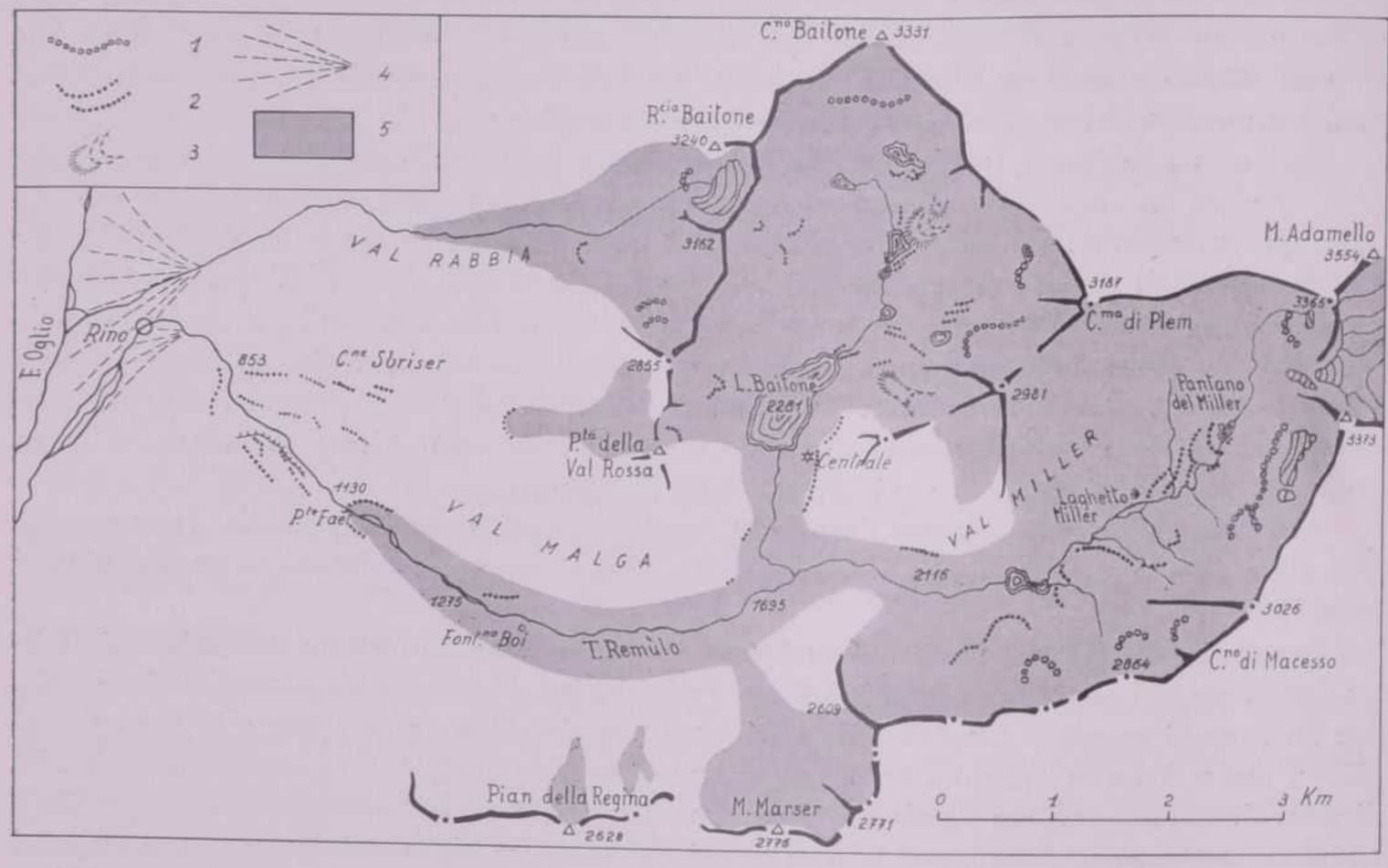

Fig. 5. - I ghiacciai della Val Malga durante lo stadio di Gschnitz.

1. Argini morenici del XIX secolo.
2. Argini morenici antichi.
3. Antiche colate di pietre (postdauniane).
4. Conoidi alluvionali allo sbocco nella Val Camonica.
5. Aree occupate dai ghiacciai durante lo stadio di Gschnitz.

Nella parte orientale della Conca del Baitone si formava un altro ghiacciaio che scendeva al Lago Rotondo presso il Rif. Tonolini, e, almeno in una prima fase, proseguiva fino a gettarsi nell'attuale Lago Baitone. Con la media dei punti estremi si ottiene in questo caso un l.n. orografico a circa 2720 m (esposizione Ovest).

E' notevole il contrasto fra il materiale morenico del tratto a monte del Rif. Tonolini, costituito da blocchi accatastati di grosse dimensioni, e veramente sovrabbondante, e gli argini più avanzati, verso il Lago Baitone, relativamente poco potenti. E' possibile che il materiale della parte più alta si sia deposto in un momento più tardo. Infine, nel circo sotto il Passo di Plem, doveva esistere pure un ghiacciaio dauniano, dove poi si formò la pietraia semovente.

Le pietraie semoventi osservate nella parte orientale della Conca del Baitone, ad un'altitudine di 2400-2600 m s. m., non mostrano tracce evidenti di movimento recente. Si tratta di formazioni ormai arrestate, che si svilupparono probabilmente subito dopo, o nella fase finale, dello stadio di Daun. La pietraia presso il Lago Lungo sormonta in modo chiaro le morene dauniane deposte presso l'angolo orientale del lago. E' verosimile che, almeno in certi punti, con favorevoli condizioni litologiche, o di esposizione, la fase finale dello stadio di Daun abbia visto una intensa frantumazione della roccia per azione del gelo, e quindi un'abbondante produzione di detrito a blocchi, convogliato poi in parte in queste pietraie.

Nella Val Miller il ghiacciaio dauniano principale arrivò al massimo, nelle fasi più antiche, fino al Laghetto Miller; nell'ultima fase fino alla cerchia che chiude il Pantano. Esso riceveva, fin presso la fronte, il contributo del ghiacciaio che occupava il *costèr di sinistra* fino al Corno Remùlo. Ma il suo sviluppo doveva essere influenzato anche dall'alimentazione proveniente, attraverso il Passo dell'Adamello, dal Pian di Neve. Altri ghiacciai esistevano sul fianco sinistro della valle, e uno di questi, come si è visto, arrivava fino al fondovalle.

Attorno al punto di confluenza dei due rami che formano la Val Malga ho potuto riconoscere le tracce di morene di sponda di due grossi ghiacciai che, unendosi assieme, formavano senza dubbio una lunga colata nella Val Malga. Nella Val Miller si tratta di un breve argine morenico sul fianco destro, presso q. 2216, tagliato dal sentiero che unisce Malga Baitone e Malga Miller. Esso dimostra che dalla Val Miller usciva una lingua glaciale larga 700 metri, con uno spessore, subito a monte del gradino di valle (« Scale del Miller »), di almeno 150 m. Presso la Centrale del Lago Baitone, tra 2100 e 2275 m d'altitudine, si riconosce un ripido costone morenico, che tende ad allargarsi verso il basso, resto della morena di sponda sinistra di una colata che, discendendo ripida il gradino di Malga Baitone, si affacciava verso l'ultimo, potente salto. Qualche lembo morenico è rimasto anche sul lato destro, lungo la mulattiera che sale al lago: tracce al Baitoncello di q. 1890, un piccolo argine presso q. 2065. Anche questa colata era larga e abbastanza potente. Seguendo verso l'alto la morena sinistra ora ricordata, sopra la centrale, se ne può distinguere la continuazione, sul pendio detritico sotto Corno del Lago, fino a 2400 m d'altitudine. Questo dato ci indica che il l.n., con esposizione meridionale, doveva trovarsi al di sopra di questo livello, ciò che si può ben ammettere per lo stadio di Gschnitz (fig. 5).

Tutta la Conca del Baitone, esclusa la parte più bassa ora occupata dal lago, costituiva il bacino alimentatore di questo ramo di ghiacciaio, mentre il ramo di Val Miller era certamente alimentato da tutto il versante sinistro, fino ai Listoni del Miller, e dal versante destro a levante del Cristallo.

La lingua del ghiacciaio che proseguiva lungo la Val Malga, doveva anch'essa essere molto sviluppata. Il tratto medio di questa valle, da Malga Frino alla Fontana Boi, è ora ingombro di enormi coni detritici e misti, detritico-alluvionali. Ma poco sotto la Fontana Boi, sul fianco destro, non lontano dalla carrozzabile, tra 1280 e 1340 m d'altitudine, si distingue un argine rettilineo, sicuramente morenico anche per la presenza di abbondanti blocchi di diorite, che non possono essere franati dal monte sopra-

stante. Questa morena sembra in rapporto con un ghiacciaio vallivo che aveva la fronte poco lontano, verso 1250 m, all'inizio del tratto alluvionato del fondovalle. Ma più a valle, in corrispondenza al Ponte Faèt (m 1130), il greto alluvionale del torrente si chiude in una stretta, dovuta ad un arco morenico frontale regolarmente disteso su entrambi i fianchi, specialmente sul destro, e intagliato nel centro. E' possibile che sia questa la morena frontale gschnitziana collegabile con le morene laterali descritte nel tratto superiore. Certo la lingua scendeva qui fino ad altitudine assai bassa, ed aveva una lunghezza di circa 5 ½ Km a partire dalle « Scale del Miller ». Questo sviluppo della lingua non sembra eccessivo per un ghiacciaio gschnitziano ; si può tener presente la grande ampiezza del bacino alimentatore e la altitudine notevole di una parte di questo ; inoltre la colata principale che alimentava la lingua, quella uscente dalla Val Miller, aveva, come si è visto, una sezione notevolmente grande, in un punto in cui anche la velocità del ghiacciaio doveva essere forte.

Comunque sembra certo che si siano verificate due distinte oscillazioni, forse entrambe riferibili allo stadio di Gschnitz ; nella seconda, la fronte glaciale venne a trovarsi un chilometro, o poco più, a monte della prima.

Anche la parte terminale della valle, oltre Ponte Faèt, presenta vari ed abbondanti resti di morene, però difficili da coordinare in uno o più apparati morenici ben distinti.

Sul fianco sinistro, a valle di Ponte Faèt, si sviluppa un terrazzo morenico su cui sorgono i fienili di Pareclo (m 1090) indicato da F. Decima nel suo rilievo geologico: nel tratto più a monte l'orlo è rialzato come a formare un argine; più a valle il terrazzo è invece attraversato da un piccolo dosso ad andamento trasversale. Un terrazzo con un piccolo argine si trova anche sul versante opposto (fienili di q. 1097). Più in alto, sul versante destro, dei piccoli rilievi obliqui attraversano i prati di Cucchenda (m 1200).

Più in alto ancora un argine ben rilevato, costituito in prevalenza da blocchi di filladi e di diorite, isola la conchetta di C.ne Sbriser (q. 1309), e scende verso Ovest verso le case Cigola (q. 1065), ma si interrompe circa 100 metri più in alto di questa località; da Cigola un altro costone ben pronunciato continua verso il fondovalle, delimitando la valletta prativa di Valbonei (q. 992). Per quanto mi rimangano molti dubbi sull'interpretazione di questi ultimi argini morenici, sono portato a vedere in essi i resti della morena destra di un ghiacciaio della Val Malga, in prossimità della fronte: una difficoltà è data dalla forte inclinazione che avrebbe avuto la lingua, ancora molto gonfia a poca distanza dalla fronte. Quest'ultima avrebbe dovuto trovarsi all'incirca presso Risingua (q. 853) cioè presso lo sbocco della Val Malga; qui, sul versante sinistro, un analogo rilievo morenico sembra completare il disegno dell'arco frontale [1].

Ammesso che si possa dare un certo valore a questi resti morenici, e di conseguenza ricostruire un ghiacciaio vallivo con fronte allo sbocco della Val Malga, come poteva essere configurato questo ghiacciaio nella parte a monte? Non sembra possibile collegare queste morene prossime alla fronte, con le morene laterali riconosciute nei due rami iniziali, le quali invece sono probabilmente coeve della morena frontale di Ponte Faèt. Allora dovremmo pensare ad un ghiacciaio più antico di quelle, corrispondente ad un l.n. ben più basso : forse un ghiacciaio dello stadio di Sciliar?

---

[1] E' il rilievo che sbarra la valle sotto Reghèl, e costringe il torrente a piegare verso Nord. Si potrebbe coordinare con questa morena anche un dosso obliquo che, sul versante sinistro, taglia la strada carrozzabile a q. 1149. E' possibile che in questa fase il ghiacciaio ricevesse alimento, oltre che dal bacino superiore della

Sembra che durante il ritiro di questo stesso ghiacciaio si siano avute delle soste, con una lingua un po' accorciata e soprattutto assottigliata. Le morene corrispondenti, subito all'interno di quelle più avanzate, si sono però conservate male, per successive modificazioni e specialmente per l'erosione del torrente, che si è aperto la strada con una profonda incisione attraverso il materiale morenico. L'arco frontale (gschnitziano) di Ponte Faèt fu deposto probabilmente quando quest'incisione si era già compiuta.

Se è lecito collegare l'arco frontale di Ponte Faèt con le morene di sponda descritte per i due rami iniziali, si deve ammettere un l. n. orografico ad almeno 2400 m nella Conca del Baitone, ad almeno 2250 sul lato destro della Val Miller (metodo delle morene più elevate). Ma si tratta di valori *minimi*. Potremmo portare il l. n. approssimativamente a 2500 m nella Conca del Baitone, dove l'esposizione è a Sud, a 2300 circa in Val Miller, nei punti con esposizione a Nord; tali altezze sarebbero di 300 m circa più basse dei corrispondenti l. n. dello stadio di Daun. Prendendo queste linee come l. n. sull'antico ghiacciaio ([1]), esso verrebbe diviso in due parti, rispettivamente alimentatrice e ablatrice, nel rapporto di 3:1 circa delle rispettive superfici (più esattamente 3,3:1). Poichè non si può applicare il metodo del Kurowski, per la vastità e i forti dislivelli che presenta il ghiacciaio, conviene tener conto di questo rapporto, che indica come abbastanza plausibile la ricostruzione ora fatta, e l'attribuzione allo stadio di Gschnitz del ghiacciaio in questione, con fronte a Ponte Faèt (l. n. climatico circa 2400 m). Ciò non esclude che si possano attribuire le soste più avanzate, almeno in parte, ad oscillazioni precoci dello stesso stadio (anzichè allo Sciliar), e la morena più arretrata (fronte a m 1250) ad un'oscillazione tardiva dello stesso gruppo. Un confronto preciso con altre valli è difficile, per la forma particolare dei due bacini alimentatori, e per la vastità delle superfici a notevole altitudine.

Una ragione che induce a porre in stadi distinti la oscillazione di Ponte Faèt e le precedenti, è il fatto evidente che un periodo di erosione seguì queste ultime, prima della deposizione della morena di Ponte Faèt.

VAL SALARNO.

Questa valle appartiene al bacino del Torrente Poia, che sbocca a Cedégolo nell'Oglio. Confluisce presso Frésine, a m 870, nel ramo del Torrente Poia proveniente dalla Valle Adamè, di cui si dirà più avanti. La Val Salarno ha complessivamente una lunghezza di circa 12 chilometri, prende origine dagli alti contrafforti che sostengono il Pian di Neve, ed è diretta da NE a SO, senza avere affluenti di qualche importanza. Nel suo profilo presenta una serie di gradini, distribuiti tra la Malga Salarno (m 2094) e i fienili di Brata (m 1200), cioè nel tratto centrale ([2]). Sotto le cime e le creste che la delimitano sui fianchi, si sviluppano i terrazzi orografici detti *costèr*. I ghiacciai attuali sono rappresentati dalla Vedretta di Salarno, ripido ghiacciaio di vallone all'origine della valle, alimentato dal Pian di Neve, e i residui dei ghiacciai di Gioià e di Poia, annidati in due circhi del fianco sinistro. Oltre al Ghiacciaio del Triangolo, che

---

valle, anche dai monti dei fianchi. In un ripido vallone del fianco destro scendeva un ghiacciaio anche nello stadio di Gschnitz, come dimostra l'arco morenico frontale rilevato da F. Decima a circa 1800-1900 m, non lontano da Malga Durello.

([1]) Come ricostruito in fig. 5, ma non tenendo conto dell'eventuale contributo del ghiacciaio laterale uscente dai valloni sotto Monte Marsèr.

([2]) Il De Gasperi (1913 a) e il Merciai (1925, p. 18, 20 e 27) dedicano un certo spazio alla descrizione di questa valle e della Valle Adamè; rinvio il lettore a questi lavori per alcune caratteristiche morfologiche su cui qui si deve sorvolare. Al di sotto dell'ultimo gradino, il più importante (« Scale di Salarno »), la valle prende il nome di Valle di Brata.

esisteva ancora nel 1919 (Merciai, 1925). gli altri circhi del versante sinistro, esposti ad Ovest o Nord-Ovest, attorniati da cime di 2800-3100 m, ospitavano piccoli ghiacciai nel secolo scorso, di cui si conservano gli archi morenici.

Veramente imponenti sono le morene recenti della Vedretta di Salarno ([1]). Esse delimitano la lingua bifida che si sviluppava allo sbocco del vallone. I vari archi frontali, scaglionati in posizioni più o meno avanzate, sono però poco rilevati. Il più esterno arriva nei pressi dell'ex Rifugio Salarno (q. 2255). La lingua era anche allora piuttosto corta (fig. 6).

Fig. 6. - La testata della Val Salarno, dal Passo di Poia.

La vetta nevosa è la cima dell'Adamello.
Al di sopra dei bastioni rocciosi che chiudono la valle, si scorge l'altopiano ghiacciato detto Pian di Neve; alcune colate che da esso scendono, alimentano la Vedretta di Salarno, raccolta in un canalone obliquo.
Sul davanti si sviluppano le morene del secolo scorso, e dei primi decenni del nostro secolo. Ancor più avanti (A, A) è visibile l'inizio delle morene di sponda, ormai verdi, dello stadio di Daun (Fot. G. B. Castiglioni), 1956).

Nè molto più lunga doveva essere nello stadio di Daun, a giudicare dalla configurazione delle rispettive morene. Le morene laterali antiche, verdi d'erba, cominciano subito di fianco alle morene recenti, e raggiungono una potenza molto notevole ([2]). A Gb. Dal Piaz si deve il rilevamento delle varie cerchie, riportate nella carta geologica 1:100.000. Si possono distinguere diversi archi, di cui il più interno forma il dossetto su cui sorge il Rif. Prudenzini (m 2272), e il più esterno, visibile sulla sponda destra del Torrente Salarno, si trova a circa un chilometro dal primo (a m 1125 circa).

([1]) Si vedano le descrizioni del De Gasperi (1913, a) del Merciai (1925) e del Saibene (1953, p. 237 e 257).
([2]) Le ricorda il Merciai (1925, p. 29).

Si può ritenere che, quando si deponevano queste morene, un considerevole contributo di ghiaccio provenisse, oltre che dal Pian di Neve, anche dal fianco sinistro della valle, superando l'orlo del *costèr*, nel tratto in cui ancor oggi rimangono i ridottissimi ghiacciai di circo. Tenendo conto dell'apporto proveniente dall'area dell'ex-ghiacciaio del Triangolo, si può dedurre che l'effluenza di ghiaccio del Pian di Neve verso l'antica Vedretta di Salarno non era molto più importante che in tempi vicini a noi, ed era facilmente compensata dall'ablazione sulla lingua lunga 1-2 Km, posta ad altitudine piuttosto bassa e bene esposta a mezzogiorno. Dal confronto con quanto osservato nell'alta

Fig. 7. - La Valle Adamè, in vicinanza della testata.

Non si vede qui la Vedretta di Adamè, nascosta dalle rupi a sinistra, ma sono visibili le grosse morene del secolo scorso sul fondovalle, al centro della veduta. In un circo si conserva il piccolo Ghiacciaio delle Levade. Molto caratteristica è la morfologia della valle, con la sua ampia e regolare doccia glaciale, il netto *costèr di sinistra* (a destra di chi guarda), con una serie di circhi allineati sotto la cresta del fianco sinistro (Fot. G. B. Castiglioni).

Val Miller, molto simile a questa, dall'esame delle condizioni locali e degli altri resti morenici della Val Salarno, si ricavano elementi sufficienti per riferire complessivamente allo stadio di Daun queste cerchie moreniche, che nessun calcolo permetterebbe altrimenti di datare.

Sempre nel Daun, altri ghiacciai occupavano il versante sinistro della valle, scendendo con una corta lingua anche al di sotto del *costèr*, senza però raggiungere il fondovalle.

Il primo si formava nei circhi sotto i Corni di Dossaccio (m 2885) e il Segone di Gana (m 2722) di fronte alla Malga Dossaccio, e scendeva in una nicchia incisa nel *costèr*, che O. Lehmann chiamerebbe *Mündungskar* o « circo di sbocco ». Per quanto il disegno della tavoletta « Monte Adamello » sia assai difettoso, e manchi di ogni indicazione altimetrica, si può

valutare l'altitudine della fronte a circa 2200 m o poco più, ove si trova un arco morenico frontale. Il secondo ghiacciaio occupava tutta l'ampia conca esposta a NO, sul cui fondo giace il Laghetto di Gana, e discendeva nel sottostante « circo di sbocco » fino a circa 2200 m; esso pure è testimoniato da un arco morenico frontale ([1]) e da altri depositi sui fianchi, sull'orlo del *costèr*. Per questi due ghiacciai laterali si calcola un l. n. orografico a circa 2500-2550 m. Un grosso arco frontale si affaccia molto rilevato verso l'estremità Sud del Lago Salarno, restando a un'altitudine di circa 2350 m; proviene dal piccolo circo compreso fra il Corno Lèndeno e i Corni di Bos. Vedendolo dal basso, non ho potuto controllare se non si tratti della fronte rilevata di una pietraia semovente: il materiale sembra grossolano, fresco, e molto abbondante sia sulla fronte, sia più in alto.

Fig. 8. - La Valle Adamè (vista verso valle) con il suo tipico profilo glaciale.

Nello stadio di Daun tutto questo tratto di valle era percorso da un grande ghiacciaio, alimentato in parte anche dai circhi del fianco sinistro (Fot. G. B. Castiglioni).

Nel circo a NO dei Corni di Bos, Gb. Dal Piaz (carta geologica 1:100.000) ha riconosciuto la morena frontale di un piccolo ghiacciaio, che va riferito probabilmente al Daun. Altri due archi morenici vennero da lui individuati rispettivamente a SE e a SO del Lago di Bos; data la scarsa altitudine delle creste sovrastanti, che non superano i 2500 metri, potevano qui esistere nel Daun tutt'al più minuscoli ghiacciai di valanga, con forte riparo orografico.

Contemporaneamente qualche piccolo ghiacciaio doveva esistere anche sul fianco destro, molto più soleggiato, in nicchie esposte a Sud-Est od Est. Un arco morenico indica Gb. Dal Piaz sul *costèr di destra* sotto il Corno Miller, ben visibile anche in una fotografia di S. Saglio (1954, p. 337). Due piccoli archetti si scorgono pure nei circhi ad Est di Cima Prudenzini (m 3026) e del Corno di Macesso (m 2955).

Nel grande circo che si apre sul fianco destro, sotto le cime che vanno dai Corni di Cevo alla Cima del Coppo (m 2771), B. Zanettin (1956) ha indicato la posizione di alcuni argini

---

([1]) Citato per la prima volta dal De Gasperi (1913 a, nota a pag. 8 dell'estratto) e poi dal Merciai (1925, p. 34).

morenici attorno a 2200 m d'altitudine: essi possono essere riferiti ad un ghiacciaio locale dello stadio di Gschnitz, esposto a Sud-Est.

Nessun resto morenico significativo mi è noto lungo il fondo della Val Salarno tra Malga Dossaccio e i prati di Brata; infatti non si può attribuire alcuna importanza ai modesti cumuli di morenico osservabili sulla soglia che chiude la conca della Malga Macesso di sotto. Invece il morenico è abbondantissimo sul fianco destro della Val di Brata, come appare nel rilevamento 1:25.000 di F. Decima, ma non si trova alcun indizio che permetta di conoscere lo sviluppo del ghiacciaio di Val Salarno nello stadio di Gschnitz o in stadi più antichi.

VALLE DEL TORRENTE POIA (VALLE ADAME' E VAL SAVIORE, CONCA D'ARNO).

Il ramo principale della valle del Torrente Poia è quello che prende nome di Valle Adamè nel primo tratto, di Val Saviore nel secondo. Presso Isola (m 870) riceve da sinistra il Fosso Piz (o Poia d'Arno), proveniente dalla Conca d'Arno, e poco oltre si unisce alla Val Salarno, di cui si è or ora parlato. La Valle Adamè è all'incirca parallela alla Val Salarno, ed ha molte caratteristiche comuni con essa (fig. 7 e fig. 8).

Alla testata, la valle si inizia con un ripido, ampio gradino di roccia, su cui si spezza la fronte della Vedretta dell'Adamè. Sopra il gradino si accede all'elevato pianalto occupato dal Pian di Neve, a oltre 3000 metri. Considerando la lieve ondulazione del Passo Adamè (m 3128 secondo la Tavoletta « M. Adamello ») come linea divisoria verso la Vedretta del Mandrone (Merciai, 1925, p. 21), e tenendo conto della leggera inclinazione del Pian di Neve verso Sud-Est, si può ritenere che il ghiaccio defluisca, dall'ampio pianalto del Pian di Neve, soprattutto verso la testata della Valle Adamè, dove vien detta appunto Vedretta dell'Adamè la larga colata che un tempo scendeva fino al fondovalle, e che ora è ridotta a una ripida seraccata, con fronte sospesa a metà del gradino roccioso (cfr. Saibene, 1953). E' ben conservato l'apparato morenico della lingua che nel secolo scorso si sviluppava lungo la Valle Adamè per circa un chilometro. Esso figura ben rappresentato nel rilievo 1:10.000 di G. B. De Gasperi (1913 a) (fig. 7). Il Merciai (1925), nel descriverlo, attribuisce il momento di massima avanzata recente al 1820.

La valle Adamè si sviluppa lunga e abbastanza regolare fino alle « scale dell'Adamè », dove un ripido gradino di 500 m porta rapidamente verso il tratto inferiore, detto Val Saviore ([1]). Il gradino corrisponde al passaggio dalla formazione tonalitica a quella degli scisti di Edolo, formazioni separate da una sottile intercalazione di terreni permiani e triassici metamorfosati. Sui due fianchi della valle si distendono le due catene subparallele del Salarno e delle Levade, con cime di oltre 3000 m a Nord, un po' più basse verso Sud, ma con elevazioni ancora attorno ai 2800 m. I fianchi presentano netti caratteristici *costèr* lungo la Valle Adamè, sono invece ripidi con lunghi costoni e canaloni fino in basso, nel primo tratto della Val Saviore; si aprono verso il tratto inferiore con pendii più regolari ([2]).

([1]) I gradini nel tratto più a monte sono relativamente poco importanti, come appare anche nel profilo pubblicato dal De Gasperi (1913 a). Notevole, per la caratteristica barra rocciosa obliqua, è il gradino presso Malga Adamè, a q. 2065.

([2]) Nello studio dei depositi quaternari di questa valle mi son valso dei rilevamenti 1:25.000 di Gb. Dal Piaz (in parte inediti), e di quelli di F. Decima (pure inediti) che riguardano la parte inferiore, oltre che di alcune mie osservazioni.

Dei ghiacciai che esistevano nei circhi del fianco sinistro rimangono scarsissimi avanzi. Ma, a giudicare dalla raffigurazione, sia pure grossolana, che ne danno la carte topografiche, dalle descrizioni del De Gasperi (1913 a) e del Merciai (1925), e soprattutto dalle morene che essi hanno lasciato, ancora ben visibili in quasi tutti i circhi, si ricava la netta impressione che nel secolo scorso, e al principio di questo secolo, questi ghiacciai della Valle Adamè fossero un poco più sviluppati di quelli del fianco sinistro della Val Salarno, ugualmente esposto. Io credo che ciò si spieghi con l'altitudine un po' maggiore del fondo di questi circhi ([1]), e delle creste soprastanti ([2]). Alcuni di questi piccoli ghiacciai possedevano una breve lingua, che si affacciava fino all'orlo del *costèr*. Il morenico è spesso abbondante, e denota un forte disfacimento delle pareti rocciose.

Le morene antiche risultano invece molto scarse nella Valle Adamè, per tutto il tratto che va dalle morene storiche fino a Malga Adamè, cioè fino al grande gradino. Il fondovalle presenta qualche soglia rocciosa, qualche allargamento con depositi alluvionali, e frequenti accumuli detritici, o di frana, dai fianchi. Presso la Malga Adamè alta, un piccolo deposito morenico, indicato da Gb. Dal Piaz come un arco frontale, è assai poco evidente. Invece presso Malga Adamè (q. 2022) un bell'argine morenico (rilevato da Gb. Dal Piaz, e ricordato pure dal Merciai, 1925) forma la cresta del costone roccioso che si stacca dal fianco destro, dirigendosi a Sud, verso la Diga (q. 2004); il costone rappresenta una sorta di barra rocciosa obliqua, che chiude la Valle Adamè proprio a monte del gradino. L'argine morenico accenna a continuare nel ripido pendio sottostante, che rappresenta il salto del gradino. Solo una piccola cerchia più interna, delimita una lingua che si arrestava proprio sulla soglia, sia pure traboccando un poco nel punto più basso.

Anche le morene riconoscibili sul fianco sinistro, prolungandosi in gran parte oltre il gradino, confermano che in un certo momento una potente lingua glaciale uscente dalla Valle Adamè superava la soglia e discendeva al di sotto del gradino delle « Scale dell'Adamè ». Ai piedi del gradino, e precisamente dove il vallone di Malga Lincino confluisce nel vallone principale, a circa 1550 m, Gb. Dal Piaz ha riconosciuto un piccolo ma ben conservato arco morenico frontale, che ci indica il punto preciso ove aveva termine la lingua.

In quale stadio esisteva questo ghiacciaio? Le morene laterali si possono seguire verso l'alto fino a circa 2230 m sulla destra, sopra Malga Adamè. Da questo dato soltanto si potrebbe, teoricamente, riferire il ghiacciaio allo stadio di Gschnitz. Ma sul posto si vede chiaramente che nel tratto più a monte, a più elevata altitudine, non si depositarono morene non perchè si entrava nella parte alimentatrice del ghiacciaio, ma per il semplice fatto che la lingua glaciale non aveva spessore sufficiente per arrivare al *costèr* e quindi deporvi le morene di sponda. Sul fianco ripido della valle glaciale, sotto il *costèr*, non poteva naturalmente deporsi alcuna morena.

Ora, è notevole il fatto che, a partire dal punto in cui giungeva la fronte del ghiacciaio nel secolo scorso, fino alle « Scale dell'Adamè », non si trovano le tracce di

---

([1]) Forse un centinaio di metri più alti, in media, dei circhi corrispondenti sul fianco della Val Salarno, per quanto si può indovinare dalle carte topografiche, poco precise al riguardo.

([2]) Il l.n. climatico è probabilmente ben poco più basso nella Valle Adamè, rispetto alla Val Salarno.

una importante sosta glaciale, se non nei piccoli depositi riconosciuti da Gb. Dal Piaz presso la Malga Adamè alta. Il contrasto rispetto alla Valle Salarno è molto evidente; qui non v'è nulla che corrisponda alle potenti morene (dauniane) che si sviluppano, nella Val Salarno, sotto il Rif. Prudenzini. Ammettere che esse siano state qui asportate sembra inverosimile. E' invece assai verosimile che le morene dauniane del ghiacciaio di Valle Adamè siano proprio quelle riconosciute presso il gradino delle « Scale ». Nel tratto a monte esisterebbe allora solo la traccia di una sosta di minore importanza, postdauniana, presso Malga Adamè alta.

Questa interpretazione è confermata dalle osservazioni sul fianco sinistro della valle: qui mancano, sul costèr o più in basso, tracce di morene antiche davanti alle morene del secolo scorso. E' facile pensare che nei circhi del fianco sinistro, nel Daun, vi fosse un'alimentazione sufficiente per formare una falda glaciale pressochè continua, che copriva tutto il *costèr* e nutriva, lateralmente, la lingua principale. Le prime morene dauniane del versante sinistro sono quelle indicate da Gb. Dal Piaz sotto i circhi compresi tra Cima Lesena (m 2855) e Corno di Grevo (m 2869), sopra le « Scale dell'Adamè »; qui dunque esisteva un ghiacciaio locale indipendente ([1]). Nel tratto più a monte il ghiacciaio principale riceveva un contributo continuo lungo il fianco sinistro, dal *costèr* e dai circhi sovrastanti. Anche questo dunque contrasta con quanto osservato per lo stadio di Daun nella Valle Salarno, e anche nella Val Miller: là i ghiacciai del fianco sinistro restavano più o meno indipendenti, scendendo con colate distinte al di sotto del *costèr*. Ciò dipende dal fatto, già in parte accennato a proposito dei ghiacciai attuali, che il *costèr* sinistro della Valle Adamè è piuttosto elevato, un po' più stretto che nelle altre due valli, ed è delimitato e troncato bruscamente dal ripido fianco della valle glaciale sottostante.

L'alimentazione un po' maggiore dal fianco sinistro può solo in parte spiegare lo sviluppo assai notevole del ghiacciaio dauniano della Valle Adamè, rispetto alle Valli di Salarno e di Miller già studiate. La causa principale va cercata naturalmente nel forte contributo che riceveva questo ghiacciaio dal Pian di Neve, di cui rappresentava certo la colata principale, anche se, probabilmente, nel Daun il Pian di Neve alimentava in parte anche il ghiacciaio progenitore dell'attuale Ghiacciaio del Mandrone, oltre il Passo Adamè.

Sempre nel Daun, sul fianco destro della valle, esposto a Sud-Est, e con pochi bei circhi, poteva formarsi solo qualche limitato ghiacciaio locale; ho trovato le tracce di due soltanto, rispettivamente sotto il Passo di Poia e sotto il Passo del Dossaccio, in due archi di grandi blocchi accatastati, a 2500-2600 m d'altitudine.

Sul versante sinistro della Val di Saviore, mancano praticamente i circhi, manca completamente il *costèr*, non si trovano che ripidi valloni. Nel vallone che inizia al Forcel Rosso, una morena assai ripida scende sul fianco destro. Su essa si arrampica il sentiero a zig-zag. Si presenta come la morena di sponda di un ripido ghiacciaio di vallone, abbondantemente alimentato da valanghe (le quali sono ancor oggi molto frequenti). Condizioni simili dovevano esistere nel vallone che inizia al Passo Ignaga. Nei valloni a Nord del Monte Campellio (m 2809), argini morenici allungati ed archi sono stati rilevati da Gb. Dal Piaz. Più ad Ovest, lo stesso Dal Piaz ha rilevato tre archetti pseudomorenici, a m 1867-1920, sopra Malga Cam-

([1]) Una morena, a Sud della morena laterale sinistra più esterna del ghiacciaio di Valle Adamè, scende ripida di fianco alle « Scale dell'Adamè »; essa significa che il ghiacciaio locale dauniano, in un primo tempo, non si arrestava a circa 2200 m come appare dalla morena indicata da Gb. Dal Piaz, ma spingeva una linguetta ripida assai più in basso, al riparo della cresta NO del Corno di Grevo.

pellio, al riparo di una cresta alta solo 2200 m. In quest'ultimo caso si tratta evidentemente di formazioni gschnitziane.

Nella conca del Lago d'Arno, sui fianchi in ombra delle due cime maggiori esistevano nel secolo scorso tre piccoli ghiacciai di circo o di pendio; oggi esiste ancora solo il minuscolo Ghiacciaio di Frisozzo secondo le osservazioni del SAIBENE (1953, p. 251, e *Catasto...*, 1959). Oltre alle morene recenti, ben sviluppate, i rilievi inediti di Gb. DAL PIAZ indicano con precisione le morene laterali di un ghiacciaio che dal Monte Frisozzo scendeva per la Val Frisozzo fino alla Malga omonima, verso la sponda Sud del Lago d'Arno. La fronte doveva essere a 1900 m, se non più in basso. L'altitudine media del ghiacciaio, ricostruito con un margine d'errore relativamente piccolo, è di 2450 metri. Le morene laterali si spingono verso monte fino a oltre 2400 m, ciò che conferma che circa all'altitudine ora detta doveva trovarsi il l. n. orografico. Il limite climatico doveva essere a 2550 m circa. Si trattava dunque di un ghiacciaio dauniano.

Lo stesso autore ha individuato un arco morenico (dauniano?) sul fianco opposto della conca, in un canalone a SE del Monte Campellio. Non sono invece note morene dauniane nel settore a Nord del Monte Re di Castello. Sempre il DAL PIAZ ha rilevato un argine morenico ad andamento quasi orizzontale, disteso trasversalmente nel fianco a solatio della conca, a m 2000 circa. E' evidentemente la morena di sponda di un ghiacciaio che, in uno stadio più antico (Gschnitz) occupava il fondo del bacino, compresa tutta l'area occupata dall'attuale Lago d'Arno. Esso doveva essere alimentato da tutto il fianco sinistro, e certamente usciva dalla conca prolungandosi nel ripido vallone che scende verso Isola. Ma dove avesse la fronte è difficile dire.

Il vallone di Malga Coppo, posto ad occidente della Conca d'Arno e sboccante, con forte inclinazione, anch'esso presso Isola, possiede alcuni resti morenici rilevati dal DAL PIAZ. Vi si distinguono: un piccolo arco sotto il Passo delle Basse, a 2170-2200 m, che potrebbe essere dauniano malgrado la bassa altitudine, per l'esposizione a Nord e il forte riparo orografico dai fianchi; due archetti entro un piccolo circo orientale, e un argine allungato a Malga Coppo, tra 1800 e 1700 metri. Quest'ultimo sta a indicare una lingua scendente fino a circa 1600 m, protetta e alimentata dal fianco della Cima Barbignaga (m 2368).

Concluso così l'esame delle parti elevate del bacino del Torrente Poia nei suoi vari rami, va subito detto che la parte bassa, cioè la Val Saviore, e la già ricordata Val di Brata, sua affluente di destra, offrono pochi indizi per lo studio dei ghiacciai del tardo Glaciale. Non vi mancano, anzi sono estese e potenti le formazioni quaternarie, ma esse appaiono costituite da coltri moreniche continue, o da formazioni di fondovalle come alluvioni, morene rimaneggiate, conoidi. Questi depositi appaiono spesso anche in forma di terrazzi, al di sotto dei quali i torrenti hanno approfondito il loro letto; ma sono terrazzi con superficie assai inclinata verso l'asse vallivo, e sembrano determinati più che da una fase di generale alluvionamento seguito da incisione, da una sovrabbondanza di materiale proveniente anche dai fianchi, sistemato in un primo momento nel fondovalle, prima che i torrenti avessero la forza di incidervi il loro letto. Naturalmente il terrazzamento dei depositi di fondovalle sta anche in rapporto con l'incisione della forra nell'ultimo tratto, in corrispondenza con il gradino in roccia allo sbocco, presso Cedégolo. Un solo argine morenico è stato riconosciuto nei rilevamenti geologici, e precisamente il piccolo costone che, subito sopra Isola, sta quasi a separare la Val Saviore dalla valle uscente dalla Conca d'Arno, alla loro confluenza (Gb. DAL PIAZ). A me è parso, dalla forma e dalla posizione di questo argine, che esso fosse dovuto ad un ghiacciaio proveniente dalla Conca d'Arno, ma non possiedo una prova sicura di ciò; la fronte avrebbe dovuto essere più ad Ovest, forse a 800 m d'altitudine. La lingua risulta troppo allungata per poter essere attribuita a quel ghiacciaio gschnitziano della Conca d'Arno,

che ha lasciato la morena di sponda descritta sopra. In uno stadio più antico è probabile che i ghiacciai di Arno, di Adamè e di Salarno arrivassero a fondersi insieme a Isola e a Frésine.

VERSANTE ORIENTALE DELLA VAL CAMONICA TRA CEDÈGOLO E CIVIDATE.

Per questo settore del Gruppo dell'Adamello, da me visitato solo in piccola parte, devo riassumere le osservazioni relative ai terreni del Quaternario che sono state fatte da altri autori, in particolare da coloro che vi hanno compiuto rilevamenti geologici. Complessivamente questo versante è assai articolato, poichè si avanzano verso la Val Camonica importanti sottogruppi montuosi, con le cime elevate del Monte Frisozzo (m 2899), del Monte Frerone, più a Sud (m 2673), e specialmente con l'ardita vetta del Pizzo Badile (m 2435) dominante un lungo tratto della valle; e d'altronde, tra un monte e l'altro, si diramano dalla Val Camonica numerose valli laterali, di cui la più importante è quella del Torrente Palobbia, che sbocca a Braone.

Nello studio dei depositi morenici, utili elementi si ricavano dall'esame litologico dei materiali, che permette in molti casi di distinguere quali vennero trasportati dal ghiacciaio camuno, quali dai ghiacciai locali. Tra le rocce eruttive riesce però difficile distinguere, negli erratici, la tonalite « tipo Re di Castello », affiorante sui monti vicini, dagli altri tipi di tonalite e granodiorite, trascinati da più lontano dal ghiacciaio maggiore.

Vanno riferiti al ghiacciaio camuno i depositi che rivestono, senza grande spessore, la zona bassa del versante fino a 700 m, secondo le osservazioni di A. Riedel (1948, p. 101) e B. Accordi (1953, p. 47). Una parte, ad altitudine molto bassa, presenta facies di tipo fluvioglaciale. Il Riedel descrive un terrazzo morenico a circa 700 m.

Anche per depositi che si trovano a quote più alte, il Salomon (1908-1910) e l'Accordi (1953) parlano di morene di fondo, würmiane, e indubbiamente la presenza di ciottoli o blocchi di scisti cristallini, che non possono non provenire dal tratto più a monte della valle principale, rende certo il trasporto da parte del grande ghiacciaio della Val Camonica. Si tratta di una coltre di morenico che occupa un'estensione notevole nelle valli della Zumella, del Tredenus e del Figna, sopra Cimbergo-Paspardo, e che giunge a quote comprese tra 1500 e 1700 m. In qualche punto si può riconoscere uno spessore enorme, nel pendio sottostante all'esteso terrazzo sui 1500 m (cfr.: Riedel, 1948, p. 101 e fig. a p. 99).

I ciottoli di conglomerati e arenarie permiane devono esservi stati trasportati dal Nord. Il materiale però è in prevalenza costituito da rocce eruttive, con abbondante detrito minuto e blocchi di ogni dimensione, di solito freschi e a spigoli vivi. Quest'ultimo carattere non sembra tipico per una morena di fondo, tuttavia rimane, come si è detto, molto probabile il trasporto da parte del ghiacciaio principale. Ritengo però anche verosimile che dalla Conca di Tredenus, conformata in alto a grande circo di

valle, coronata da cime sui 2400-2800 metri, ed esposta a Nord-Ovest, siano discesi nel Würmiano e negli stadi più antichi dei ghiacciai, che possono aver aggiunto del materiale locale al morenico ivi esistente. Che non siano segnalati nel morenico elementi di calcari di Esino, provenienti dalle Cime del Badile e di Sablunera, non mi pare un elemento sufficiente per escludere tale ipotesi, dato che nelle vette del bacino la tonalite rimane la roccia largamente più diffusa.

Nella parte più elevata della stessa Conca di Tredenus Gb. Dal Piaz ha riconosciuto dei tipici archi morenici di ghiacciai locali, riportati anche nella carta di B. Accordi (1953) a Nord delle Mandrie, o Cima di Mezzamalga (2457 m), al limite tra le tavolette « Capo di Ponte » e « Niardo ». Per la loro altitudine, questi ghiacciai di circo, piuttosto piccoli, con esposizione a Nord, dovevano esistere quando il l.n. climatico si trovava sui 2250-2350 m o poco più, vale a dire nello stadio di Gschnitz.

Nella Valle del Torrente Palobbia, che ha notevole lunghezza, è ramificata, e presenta ampi circhi alla testata, certamente si formava nel Würmiano una importante colata glaciale. Nella parte media vi abbonda il morenico (come risulta dalla carta geologica dell'Accordi); è morenico il bel terrazzo di Piazze, a m 975-1000, che sembra dimostrare un primitivo cospicuo riempimento di questo tratto di valle. Il rilevamento di G. Cevales (inedito) indica degli argini morenici più a monte, allo sbocco dell'ampio circo di valle detto Valle del Listino, tra m 1320 e m 1480; essi dimostrano che una lingua glaciale scendeva da questo circo fino a 1300 m, ciò che poteva avvenire con un l.n. climatico intorno a 2100-2200 m.

Tutta una serie di archi morenici sono stati rilevati da I. Dieni nella regione d'origine della Valle del Re. Dal circo sotto l'anticima del Monte Stabio (m 2471) scendono lunghi cordoni fino a m 2000, delimitando un'antica lingua glaciale. Altri archi si trovano a Nord della cresta Monte Stabio - Passo Sabbione di Croce, tra m 1900 e 2100. Per questi piccoli ghiacciai si può porre il l.n. orografico tra 2085 e 2235 m, da cui si può passare ad un l.n. climatico (tenendo conto della varia esposizione) tra 2185 e 2235 m, vale a dire 565-615 m più basso del l.n. attuale, supposto a 2800 m. Si tratta dunque di ghiacciai dello stadio di Gschnitz. Il Dieni indica pure una morena presso Malga Ferone di sopra (m 1850 circa), che presuppone un abbassamento del l.n. almeno fino a 640 m sotto quello attuale. Nel vicino vallone che contiene le Malghe Campadelli, ad Ovest del M. Zincone, lo stesso autore ha rilevato numerose morene (già ricordate dal Salomon, 1910, p. 439) che indicano la posizione della fronte dei ghiacciai a varia altezza, cioè a 1500 m (Malga Campadelli bassa), 1800, 1940-1980 e 2100 m. Calcolando come il solito le medie dei punti estremi (la cima più elevata è a m 2262), si trovano l.n. orografici a circa 1880, 2030, 2100-2120 e 2180 m, corrispondenti a l.n. climatici circa 100 m più alti. Gli abbassamenti sono anche qui di 680-520 m, e corrispondono allo stadio di Gschnitz, per le morene della parte elevata del vallone; ma di ben 820 per la morena di Malga Campadelli bassa, che va probabilmente riferita allo stadio di Sciliar. Il Salomon parlava invece dello stadio di Daun!

Nella Valle di Fa, sempre secondo i rilievi inediti di I. Dieni, esistono pure vari archi morenici, rispettivamente a 1500 m (Malga Sambuco), 1700, 1850 m. Il l.n. climatico corrispondente passava da 1960 a 2060 e 2140 m, con abbassamenti di 840, 740, 660 m rispetto a quello attuale. Le morene più basse vanno anche qui riferite allo

stadio di Sciliar, quelle più alte allo Gschnitz, e rimane evidente la presenza di una sosta intermedia fra questi due stadi.

Dal sottogruppo del Monte Frerone (m 2673) discendono verso l'Oglio due valli abbastanza lunghe, la Valle di Stabio e la Valle delle Valli o di Campolaro, che confluiscono assieme presso Prèstine. Per le condizioni di esposizione, altimetriche e morfologiche di queste due valli, rivolte nel primo tratto verso Sud-Ovest, soltanto in stadi antichi potevano formarsi lingue glaciali di una certa lunghezza.

Nella Valle di Stabio il MALARODA ha indicato una serie di archetti morenici sul versante destro, in pieno sole, in posizione alquanto insolita, poichè, su quel fianco, si penserebbe di poter trovare le morene di sponda di un ghiacciaio principale, e non le tracce di minuscoli ghiacciai locali. Se ne trovano numerose a circa 2000 m, presso Malga Stabio di sopra. Si potrebbe pensare a pseudomorene di nevai, nutriti da valanghe, di un'epoca posteriore al ritiro del ghiacciaio principale gschnitziano. Di un piccolo ghiacciaio locale si ha notizia anche per il versante sinistro, presso la Malga ora nominata, dove Gb. DAL PIAZ ha indicato morene di sponda uscenti dal circo detto « i Frer » ; dalla media dei punti estremi si ricava qui un l.n. a circa 2200 ; anche questo ghiacciaio rientra nello stadio di Gschnitz.

Altri cordoni morenici sono stati segnalati, e rappresentati nella *Carta geologico-petrografica* 1 :12.500 ([1]), nell'alto bacino della Valle delle Valli o di Campolaro : due archetti situati in alto, sotto M. Cadino e sotto M. Mattoni, a m 2200 e 2150 rispettivamente, vanno riferiti ad un'oscillazione con l.n. non lontano da queste altitudini, dello stadio di Gschnitz ; si confronti, a questo proposito, quanto si può ricavare per la vicina Valle di Cadino (Valle del Caffaro). Un altro gruppo di cordoni si trova più in basso, nei pressi dell'Albergo Bazena, sui 1800-1900 m. Essi si sono conservati perchè situati in conche e pianori non toccati dall'incisione recente. Presuppongono un l.n. orografico un poco superiore ai 1900 m, comunque ancora molto basso, quale doveva essere durante gli stadi antichi (con l.n. 900 m circa sotto quello attuale). Nelle valli vicine, per esempio nella Val Bona (V. Campolaro) o nella Valle di Stabio, con bacini imbriferi più ampi, tra monti più elevati, dovevano allora raccogliersi dei ghiacciai assai estesi, che scendevano con lingue ben sviluppate lungo le valli stesse.

Più in basso abbonda ancora di più il morenico, ed è importante soprattutto il fatto che qui i depositi appaiono terrazzati, in più livelli sovrapposti. Si possono raffrontare, per l'altitudine simile, i terrazzi della Valle di Stabio su cui sorgono i casolari di Aert e Pian d'Astrio, a oltre 1300 m, col sistema di terrazzi della Valle di Campolaro che comincia a Vaiuga (m 1500) e, per Campolaro e Dalmone, si può seguire fino a 1300 m, in un piccolo lembo riconoscibile a Case Serla, sul versante sinistro (ril. inedito MALARODA). E' forse possibile individuare un sistema ancor più elevato. Più in basso, ancora il MALARODA segna alcuni terrazzi presso Degna (m 900-800) forse collegati, data l'inclinazione, con un sistema inferiore, situato prevalentemente sui 700 m

---

([1]) DAL PIAZ Gb., BIANCHI A., *Carta geologico-petrografica dell'Adamello meridionale*, Regione fra lo Stabio ed il Caffaro, Scala 1:12.500, pubblicata assieme all'*Atlante geologico-petrografico* degli stessi Autori (1937 a).

d'altitudine (Astrio, Prèstine). Nella piccola « Valle », sopra Breno, sono poi molto evidenti i terrazzi di Lezio-Campo Grande (m 560-500, in due livelli) e di Pescarzo (m 600 e 500) ([1]).

Non mi sono proposto un'esatta coordinazione di questi terrazzamenti nei depositi morenici; tuttavia, tenendo presenti i fenomeni analoghi osservati alcuni chilometri più a Nord in altre valli affluenti e sui versanti stessi della Val Camonica, credo che sia giusto pensare ad antichi fenomeni di assestamento, rimaneggiamento e livellazione di potenti morene würmiane, susseguitisi a più riprese, e alternati con fasi di incisione da parte di questi torrenti affluenti dell'Oglio. Nella Valle di Campolaro l'incisione è stata di 300 m a partire dal livello di Vaiuga-Campolaro-Serla, in corrispondenza a quest'ultima località. A Prèstine il torrente di Campolaro scorre inciso di oltre 100 m sotto il terrazzo sui 700 m.

E' facile ammettere che questi terrazzi scaglionati a diverse altezze siano in rapporto con un momentaneo livello di base locale allo sbocco delle valli: questo poteva essere costituito dal grande ghiacciaio camuno in corso di scioglimento, con spessore via via più piccolo.

I caratteri di questo fenomeno del terrazzamento rendono poco probabile che si conservino argini morenici stadiali, perchè si accompagna, come ho detto, a cospicui fenomeni di rimaneggiamento del materiale e di incisione successiva. Gli indizi di argini morenici veri e propri sono tutti, per una ragione o per l'altra, poco sicuri.

Devo al Prof. R. Malaroda numerose notizie inedite dettagliate relative ai depositi morenici di questo tratto del versante della Val Camonica, a Sud della Valle di Fa. Oltre agli elementi eruttivi, assai abbondanti nel morenico, che possono avere varia provenienza, e agli elementi di rocce triassiche (più o meno metamorfosate) e permiane, che si possono considerare in gran parte locali, sono frequenti anche gli scisti cristallini, evidentemente trasportati qui dal ghiacciaio principale. Si possono citare alcune delle località in cui questi erratici furono trovati dal Prof. Malaroda: nella bassa Val di Stabio, fino a circa 1250 m d'altitudine sotto Malga Emplas; sul costone che separa le due valli sotto Pian del Zuf e presso Calvario, fino a m 1310, mentre più in alto il morenico è costituito da sola tonalite; in vari punti del versante settentrionale della Valle delle Valli, fino a m 1370 (presso Rovinati) Più a Nord, nella piccola Valle di Fa, è stato trovato pure un grosso erratico di gneiss occhiadino tra Ciodera e Dos di Fra. Il morenico a tonalite di Pian del Zuf (m 1450 circa) va anch'esso attribuito al ghiacciaio principale.

R. Malaroda mi ha dato notizia di tracce di argini a Nord di Prèstine. Egli ha indicato inoltre due piccoli archi sul versante ad Est di Breno, presso Le Viole (q. 1079) e Bile (q. 1173), ma si può escludere che si tratti di morene frontali di piccoli ghiacciai locali, e per la forma non sembrano morene di sponda del ghiacciaio principale. Un altro argine costituito da blocchi di tonalite, che si trova, con andamento orizzontale, a Malga Emplas (m 1455), non si comprende che origine possa avere. Io stesso avevo creduto di poter riconoscere una morena laterale destra di un ghiacciaio della Valle di Stabio, nel costone che si trova tra q. 828 e 1100 m d'altitudine, di fronte a Degna; ma la sua forma è certamente solo il prodotto dell'erosione; ciò risulta anche dalla composizione del materiale (con abbondanti elementi della Val Camonica) e dalla presenza del soprastante terrazzo di Pian d'Astrio, che non si saprebbe come spiegare. Il forte accumulo di materiale morenico da parte del ghiac-

---

([1]) Per una parte di questo stesso territorio anche il rilievo geologico inedito di A. Pollini è ricco di particolari a proposito di terrazzi morenici: esso aggiunge, ai terrazzi già citati, due lembi a 470-550 m, sopra Bienno. Sul versante opposto della Val Camonica il Pollini indica due lembi di terrazzo morenico, rispettivamente a 900 e a 1000 m, sopra Losine; altri lembi rispettivamente a 950-1000 e a 580-600 m, sopra Cemmo.

ciaio camuno, a Sud di Astrio, ha bloccato la Val di Stabio, che originariamente continuava fino a Breno, e determinato la deviazione del torrente verso Prèstine, come già ha osservato il SALOMON (1910, p. 440). A. POLLINI segnala due tratti di argine morenico a circa 600 m, sopra Bienno; altri due piccoli resti a poca altezza sul fondovalle, a monte di Breno.

BACINO DEL NOCE (VAL DI SOLE)

Il versante settentrionale del Gruppo della Presanella è quasi interamente compreso nel territorio studiato da R. MALARODA (1948). Rinvio dunque al lavoro di questo autore, limitando il mio studio alla piccola parte di questo versante che appunto non è stata studiata da lui, cioè alla sezione che sta a levante della cresta Monte Nambino-Cima Artuic. Aggiungo alcune osservazioni isolate anche per la parte più occidentale, basate su appunti inediti di mio padre, Bruno CASTIGLIONI, che aveva percorso in molte escursioni queste valli nel 1942 e nel 1943. Tali osservazioni possono, in qualche caso, integrare i risultati dello studio del MALARODA.

Nella Val Presena, B. CASTIGLIONI indicò una morena di sponda sul costone che, sulla sinistra della valle, è attraversato dalla mulattiera presso q. 1766; essa potrebbe appartenere al ghiacciaio dauniano ricostruito approssimativamente nella carta del MALARODA.

Quanto alle morene presso Velón, B. CASTIGLIONI si pronunciava espressamente in favore dell'idea che si tratti di morene insinuate di un ghiacciaio uscente dalla Val Stavèl, lo stesso che portava la sua fronte alla morena di Volpaia, 150 m più in basso, a una distanza di circa due chilometri. Si tratterebbe di un ghiacciaio dauniano, che sbarrava il primo tratto della Val Vermiglio, secondo la ricostruzione del MALARODA; questo autore però, senza escludere che tali morene appartengano al ghiacciaio di Val Stavèl, preferisce interpretarle come morene frontali di un ghiacciaio gschnitziano di Val Presena (1948, p. 319), seguendo in ciò il PENCK (1909, p. 939). Ma già il SALOMON (1908-1910, p. 142 e 439) e il SEGRE (1948, p. 52) riferivano le morene di Velon al ghiacciaio di Val Stavèl.

Rimane qualche incertezza per la datazione di tale ghiacciaio. La sua altitudine media (metodo del KUROWSKI), secondo un mio calcolo, sarebbe di 2400 m, il che, tenendo conto dell'esposizione a Nord, presuppone un abbassamento del l. n. di circa 400 m, un po' più forte che per altri ghiacciai dauniani da me studiati. Il SEGRE (1948) lo attribuisce allo Gschnitz.

Nella vicina Val Ricolonda, conviene riportare al secolo scorso l'arco morenico principale del circo più elevato, secondo i rilievi di B. CASTIGLIONI e la cartina del SEGRE (1948).

In Val Piana si riconoscono bene dei cordoni morenici allo sbocco, non indicati sulla carta geologica 1 : 100.000. Una cerchia più interna chiude frontalmente il piano alluvionale, ed è ben riconoscibile sul lato destro, prolungandosi poi sul versante come morena laterale. La sua incisione ha provocato il terrazzamento delle alluvioni a monte. Altre morene, più esterne, si incontrano sia sul fianco destro sia su quello sinistro: qui appunto è una morena il costone che la carrareccia aggira, prima di internarsi nella

valle (capitello). Si conferma così la ricostruzione fatta da R. MALARODA del ghiacciaio gschnitziano della Val Piana; si riconoscono due soste, di cui una con fronte sulla soglia della valle, a 1200 m, l'altra, più antica, con una lingua che scendeva fino al Molino (q. 1040). Facendo la semplice media tra l'altitudine della cima più alta del bacino (Cima Scarpacò, m 3254) e quella del punto più basso, si otterrebbe il l.n. orografico rispettivamente a m 2230 e a m 2150, (l.n. climatico rispettivamente 2330 e 2250); ciò corrisponde assai bene, pur tenendo conto della incertezza del calcolo, al gruppo Gschnitz.

Nel bacino della vicina Val Fazzón, B. CASTIGLIONI ha precisato la forma dell'argine morenico che si trova nel circo del Bus, a Nord di Cima di Laste (m 2768); si delimita un ghiacciaio che piegava a sinistra, scendendo ben al di sotto del laghetto, fino a circa 2150 m. Calcolando per questo ghiacciaio un l. n. climatico a circa 2550 m, lo attribuisco allo stadio di Daun. Nel bacino della Valle Usaia si trovano abbondanti depositi morenici nei circhi a N e NE del Monte Gardene (riferibili probabilmente allo Gschnitz) (fig. 9).

Nel bacino di Val Lores, già il MERCIAI (1935) ha descritto un arco morenico frontale, che chiude a valle il più basso dei due Laghi del Malghetto di Mezzana, a 2000 m circa. Un'altra morena chiude il laghetto superiore, e altri resti si trovano nei dintorni (ril. Gb. DAL PIAZ). Per il ghiacciaio che formava l'arco inferiore si può calcolare, con la media dei due punti estremi, il l.n. orografico a 2300 m; col metodo di KUROWSKI si ottiene un valore un poco più basso (m 2280), evidentemente influenzato dalla forma abbastanza pianeggiante e larga della lingua; tenendo conto dell'esposizione a ENE si può porre il l.n. climatico sui 2300-2350 m. Rispetto al l.n. attuale a circa 2800 m, la differenza è di 500-450 m, ciò che può corrispondere a una sosta tardiva del gruppo Gschnitz. Anche il WIEBOLS (1938, p. 329) attribuisce questa morena allo Gschnitz II.

Notevole è la presenza, poco lontano, di piccoli archetti di detrito accatastato, sotto il fianco occidentale del Dosso della Pesa (ril. Gb. DAL PIAZ), che sembrano formati davanti ad antichi nevaietti di questo versante. Dico nevaietti, perchè a quella altitudine (1900-2050 m) non potevano scendere ghiacciai da una cresta di 2050-2130 m, quando il l. n. era sui 2300 m, nello Gschnitz: e per la loro posizione, questi depositi non si sarebbero potuti formare in uno stadio più antico, con l. n. più basso, perchè in tal caso essi sarebbero stati investiti dal ghiacciaio maggiore scendente dai Laghi del Malghetto di Mezzana (fig. 9).

Nell'alta Val Panciana e nell'alta Val del Duc, alcuni resti morenici indicati da B. CASTIGLIONI e da Gb. DAL PIAZ sono da attribuirsi a ghiacciai più antichi, con l. n. intorno a 2000-2100 m.

Ancora appartiene al bacino della Val di Sole la valle del Torrente Meledrio, scendente dal nodo orografico del Monte Nambino (m 2676) - Cima di Laste (m 2768), verso Est. Gli interessanti depositi morenici di questa valle hanno già formato oggetto di studio da parte di Gb. DAL PIAZ in una pubblicazione speciale (1935), e sono ricordati in lavori di altri autori (MERCIAI, 1935; WIEBOLS, 1938), per cui accenno solo ai fatti più importanti, o a quelli che non figurano in dette pubblicazioni.

Nella parte più elevata esiste « una immane colata di pietre, presso il Lago Scuro (m 2157), un po' arginiforme nella parte inferiore, sopra il lago, dove presenta

un'altezza di almeno una ventina di metri. Verosimilmente si tratta di depositi morenici di nevato e di valanga, misti a frana, simili a quelli che abbondano nella regione di Bazena » (appunti inediti di Gb. Dal Piaz).

Più in basso si sviluppa una serie di begli apparati morenici che corrispondono a varie oscillazioni del ghiacciaio che occupava questa valle. Esso traeva alimento in tutta l'ampia conca ad Est del Monte Nambino e della Cima di Laste, scomponibile in 2-3 circhi. Due cerchie moreniche frontali ben distinte si trovano nel piano subito sopra il Lago delle Malghette (q. 1929). Un argine corrispondente a una fase più avanzata si

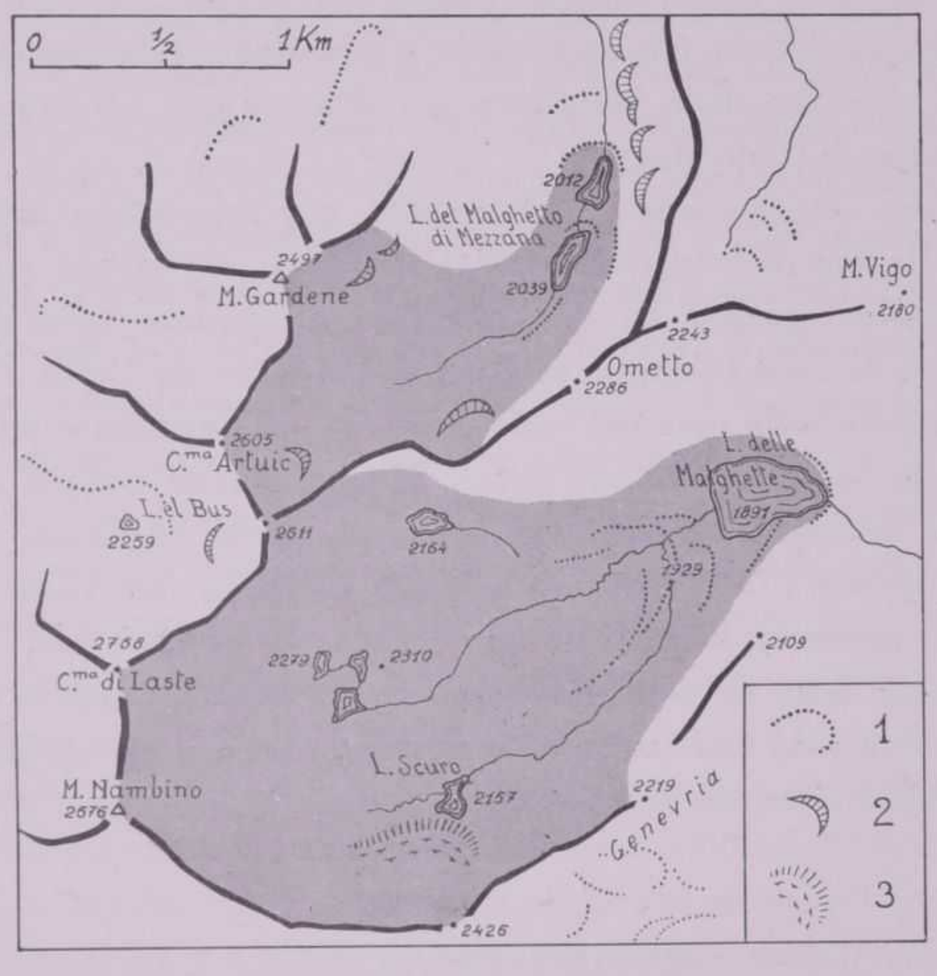

Fig. 9. - Ricostruzione di due antichi ghiacciai nella parte più orientale del Gruppo della Presanella (bacino del Noce).
In grigio sono raffigurati due ghiacciai nelle dimensioni corrispondenti ad un l. n. climatico sui 2300 m (differenza 500 m rispetto al l. n. attuale). Appartengono a oscillazioni tardive dello Gschnitz.
Gli argini morenici e gli altri depositi sono indicati secondo i rilievi di Gb. Dal Piaz e di B. Castiglioni.
1. Argini morenici.
2. Archi detritici pseudomorenici.
3. Colate di pietre.

avvicina al lago (q. 1891) a metà della sponda meridionale. Un altro arco morenico frontale si appoggia alla soglia rocciosa che sostiene il lago stesso. Un'ultima morena frontale taglia la valle ancora più in basso, alla Malga di Vigo (q. 1809) ([1]).

Non posso che confermare l'attribuzione fatta dal Dal Piaz e dal Wiebols di queste morene frontali a soste diverse dello stadio di Gschnitz. Aggiungo solo che ho

([1]) Cfr.: Gb. Dal Piaz, 1935; Merciai, 1935; Wiebols, 1938; e appunti di Gb. Dal Piaz e di B. Castiglioni.

tentato la ricostruzione, relativamente facile, dell'antico ghiacciaio in una di queste soste, precisamente in quella che corrisponde all'arco morenico che chiude il Lago delle Malghette. Da questa ricostruzione, pur presa con tutte le riserve del caso, si ricava un'altitudine media del ghiacciaio di circa 2260 m, assai vicina a quella del finitimo ghiacciaio del Lago del Malghetto di Mezzana (v. sopra), più piccolo, ma molto simile per vari caratteri a questo (fig. 9). La correzione per l'orografia non è certo grande, per l'esposizione verso ENE; si può così porre il l.n. climatico a circa 2300 m, e circa 50 m più alto per la sosta più recente, 50 m più basso per la sosta più antica (Malga di Vigo).

Ancora più in basso, presso Malga di Darè (m 1672) Gb. Dal Piaz ha indicato una morena di sponda sinistra, che appartiene a uno stadio più antico, nel quale, forse, la lingua uscente del Lago delle Malghette si univa poi con un più grande ghiacciaio scendente dal Campo di Carlo Magno.

Questo valico, che durante il Würmiano era sorpassato da una trasfluenza del ghiacciaio della Val di Sole verso la Val Rendena, nei primi stadi postwürmiani doveva ancora essere occupato da un ghiacciaio, alimentato specialmente dal Sottogruppo della Pietra Grande (Gruppo di Brenta), oltre che dall'alta Val Meledrio. Tale ghiacciaio, ristagnando nella zona del valico, doveva poi traboccare sia verso Nord (Val Meledrio), sia verso Sud (Val di Campiglio). Di esso rimane traccia negli argini morenici (costituiti di blocchi di tonalite a tessitura parallela) segnalati da Gb. Dal Piaz (1935) e dal Wiebols (1938) attorno a Malga Ginevria (m 1800 circa).

Per gli archi morenici descritti da Gb. Dal Piaz (1935) nei dintorni del Lago delle Malghette alto, sotto la costa montuosa detta Genevria, rinvio al lavoro speciale di questo autore. Essi sono una testimonianza dello stadio di Gschnitz, con un l.n. climatico forse un poco inferiore ai 2300 m.

BACINO DEL SARCA

VALLE DI CAMPIGLIO.

Essa è formata dall'unione di vari rami, che confluiscono assieme con disposizione radiale un poco a valle di Madonna di Campiglio. Da questa località proviene quello che può dirsi il ramo principale, che prende origine dalle propaggini orientali del Gruppo della Presanella, col nome di Val di Nambino (Sarca di Nambino). Gli altri rami, provenienti da Est, Sud-Est e Sud, scolano gran parte del versante occidentale del Gruppo di Brenta, ed interessano solo indirettamente per questo studio, perchè fuori del territorio preso in esame. I terreni quaternari esistenti nei dintorni di Madonna di Campiglio hanno già formato oggetto di accurati studi, da parte di R. Schwinner (1912 b), Gb. Dal Piaz (1935), L. Trevisan (1936 e 1939 a) e J. Wiebols (1938). Oltre ad essere in parte compreso nelle carte geologiche allegate ai due maggiori lavori del Trevisan e del Wiebols, relative al Gruppo di Brenta, il territorio è rappresentato nel foglio geologico « M. Adamello », 1:100.000, basato, per la parte riguardante il Gruppo della Presanella, sui rilevamenti 1:25.000 di Gb. Dal Piaz e di Giorgio Dal Piaz.

Alla testata della Val Nambino, che è formata, su notevole ampiezza, da circhi elevati e conche con numerosi laghi, non si vedono che pochissime tracce moreniche. Per queste, e per considerazioni teoriche sull'altitudine delle creste circostanti, si può supporre che esistessero nello stadio di Daun alcuni piccoli ghiacciai, per esempio a Nord del Monte Nambrone (m 2623), presso il Monte Serodoli (m 2706), a Nord del Passo di Nambrone, ad Est della Rocchetta di Nambrone (m 2741), ecc.. Un bell'arco morenico gschnitziano è stato già illustrato da Gb. Dal Piaz (1935) sul versante in ombra del Pangúgolo a m 1920 circa, dovuto ad un piccolo ghiacciaio certo molto favorito da condizioni locali. Esso deve appartenere ad una delle oscillazioni più recenti dello stadio di Gschnitz (l.n. climatico circa 2300 m), perchè il luogo doveva essere stato occupato, sempre nello Gschnitz, dal ghiacciaio principale che scendeva fino al Lago di Nambino (m 1767), come testimoniano gli argini morenici situati a Sud del lago e sulla soglia che lo chiude (ril. Dal Piaz; Merciai, 1935). Con la media dei punti estremi si calcola per quest'ultimo ghiacciaio un l.n. climatico a 2250 m, ma, data la notevole estensione, nell'area occupata dall'antico ghiacciaio, delle superfici elevate, conviene ritenere più probabile un l. n. climatico un po' più alto; il Wiebols lo riferisce allo Gschnitz II. Più in basso, lungo la Val di Nambino, fino a Madonna di Campiglio, e poi ancora al di sotto di questo centro, si trovano altre cinque cerchie di morene frontali, scaglionate a 500-900 m l'una dall'altra, come risulta dalla descrizione dello Schwinner (1912 b, p. 134 seg.), dai rilievi di Gb. Dal Piaz e dalla carta del Wiebols. A partire dalle morene situate presso il Lago di Nambino, Gb. Dal Piaz descrive, nei suoi appunti di campagna inediti, un primo minuscolo arco morenico frontale, incompleto sul lato sinistro, a monte della Malga Nambino; presso la malga due potenti cordoni frontali sbarrano la valle. Subito a monte di Madonna di Campiglio è molto evidente un altro cordone sul lato destro; su esso sono edificati l'Albergo Dolomiti e la Pensione Floriani. « Un bell'arco morenico frontale » si stende più in basso, « a monte dell'Albergo Bonapace, ed è tagliato dal torrente e dalla vecchia strada carrozzabile, passa a fianco dell'Albergo Brenta...; non è molto elevato ma perfettamente costruito, ricco di blocchi erratici, piccoli, grandi e anche enormi, di tonalite a tessitura un po' parallela; la struttura della morena si vede bene sul fianco sinistro, dove sono aperte delle piccole cave ».

Per il ghiacciaio che si spingeva fino alla doppia cerchia di Malga Nambino (q. 1633) si può supporre il l.n. a m 2200. Per le cerchie più avanzate si può immaginare un l.n. via via più basso, fino a circa 2050 m per la cerchia più esterna, che si trova sotto Prà Maniàn. Si arriverebbe così ad un abbassamento del l.n., rispetto a quello attuale a 2800 m, di circa 750 m. Lo Schwinner (1912 b, p. 168) calcola invece il l.n. a 2150-2200 m, e una differenza di 600-700 m rispetto al l.n. attuale (stadio di Gschnitz). Il Wiebols a sua volta attribuisce le soste a valle di Madonna di Campiglio allo stadio di Sciliar, quelle a monte allo stadio di Gschnitz. Io penso che si possa concludere rilevando soltanto la molteplicità delle oscillazioni che vanno collocate prima, durante e dopo lo stadio di Gschnitz classico. E ritengo perciò opportuno parlare di un gruppo di oscillazioni di Gschnitz, più che di uno « stadio » ben definito; nè per ora cerco di precisare il limite con il precedente « stadio di Sciliar ».

Nei monti a Sud della Val di Nambino, un piccolo ghiacciaio gschnitziano si trovava nel circo compreso fra Pangùgolo e Pallon; due piccoli archi di nevato e di valanga si appoggiano al fianco meridionale di entrambi questi monti (ril. Gb. Dal Piaz). Dal bel circo del Lago Ritorto ([1]) un ghiacciaio scendeva verso la Val di Canton, come dimostra una morena di sponda sotto Malga Pozza dei Garzoni, e un ampio arco frontale nel piano alluvionale sotto q. 1781. Questo stesso piano paludoso è sbarrato a valle da altri numerosi archi frontali fin verso Malga Ritorto (ril. Gb. Dal Piaz), tra m 1760 e 1720. Si deve qui ammettere un abbassamento del l. n. fino a circa 2150 m, con varie soste appartenenti al gruppo Gschnitz. Altre morene nel circo a SE del Monte Ritorto sono all'incirca coeve (l. n. 2200 m e a 2150 m). Nella Valle di Malga Valchestria, le morene frontali presso la malga (ril. Gb. Dal Piaz) a m 1900 circa, si attribuiscono ad uno stadio con l. n. a 2050-2100 m; altri archetti di nevato, più in alto, nei luoghi più protetti presso il Dosso del Fo' o le sue propaggini (m 2320-2300), sono all'incirca gschnitziani.

Ritornando alla valle principale di Campiglio, si devono segnalare le numerose tracce lasciate dai ghiacciai degli stadi postwürmiani più antichi, o, forse, dal ghiacciaio würmiano in corso di esaurimento, con spessori via via più piccoli. La morfologia a terrazzi morenici sovrapposti, ad andamento suborizzontale, talvolta con l'orlo rilevato a formare un argine, è dominante su vasti tratti del versante della valle ad Ovest di Madonna di Campiglio (cfr. Schwinner, 1912 b. p. 135), a cominciare da 1700 m nei dintorni di Malga Patascoss ([2]) e poi su su fino a quasi 2000 m, e in tutto il Bosco Ragada. Si può vedere in qualcuno di questi terrazzi la continuazione dell'argine morenico già ricordato, posto sul fianco del Campo di Carlo Magno, presso Malga Ginevria. Lo Schwinner, rilevando che alcune di queste terrazze, a Nord del valico, accennano a discendere verso la Val di Sole (Malga Malghetto di sotto - Malga Folgarida), immagina un antico ghiacciaio che occupava il valico nello stadio di Bühl (1912 b, p. 170). La continuazione dei terrazzi può trovarsi anche verso Sud, almeno per un livello, nella piccola dorsale morenica che comincia a Malga Ritorto (q. 1745), e poi discende un poco sotto Milenia, fino a 1600 m. Un'altra traccia può trovarsi nei dossetti morenici che coprono in parte lo sprone di Claemp (q. 1545), ormai alla confluenza con la Val di Nambrone.

Una parte di questi terrazzi ospitano delle torbiere, che evidentemente si sono formate col progressivo colmamento di depressioni addossate ad antichi argini morenici. In quattro punti sono state compiute analisi polliniche da Fischer e Lorenz (1930-31) precisamente in due torbiere presso Malga Ritorto (m 1670 e m 1760), presso Malga Patascoss (m 1830) e presso Malga Zeledria (m 1990). La loro formazione appartiene già al periodo della *Picea* (Dalla Fior, 1940).

Alla confluenza della Valle di Campiglio con la Vallesinella, con la Val Brenta e con la Vallàgola, i rami glaciali provenienti da queste valli del Gruppo di Brenta erano senza dubbio i più importanti; ciò è fra l'altro dimostrato dall'abbondanza del materiale calcareo nel morenico del versante destro, a partire da Rovine, e fino all'altezza di 1600 m circa. Accanto agli elementi calcarei o dolomitici provenienti dal Grup-

---

([1]) Un grosso cumulo morenico esiste anche presso la soglia che chiude il lago (appunti Gb. Dal Piaz), ma non permette di fissare una posizione frontale.

([2]) Due curiosi rilievi morenici presso la malga (ril. Gb. Dal Piaz) sporgono alquanto nel versante della valle, ma forse si tratta di antichi argini di sponda appoggiati ad una prominenza rocciosa oggi poco visibile.

po di Brenta, non mancano blocchi di breccia calcarea, del tipo di quella del Monte Spinale. Il WIEBOLS ammette che, nello stadio di Sciliar, i ghiacciai uscenti da queste valli invadessero la conca di Fogaiard, tanto da sbarrare la Valle di Campiglio (1938, p. 323 segg.), e interpreta il morenico calcareo che affiora presso il fondovalle, a Fogaiard, come morena di fondo di questo stadio. Non sono noti però avanzi di morene di sponda o frontali, atti a delimitare esattamente la lingua che si formava nella valle principale, dall'unione delle colate uscenti del Gruppo di Brenta; e d'altra parte è possibile che nel medesimo stadio (con l.n. 900 m più basso dell'attuale) altre colate si unissero ad essa provenienti da Madonna di Campiglio e dalla Val di Canton, sia pure meno importanti, provocando un certo mescolamento di materiale tonalitico con quello calcareo.

VALLE DI NAMBRONE.

Questa valle, che si unisce alla Val di Campiglio poco prima dello sbocco di quest'ultima nella conca di Pinzolo, è interamente compresa nel Gruppo della Presanella. Accanto all'asse più profondo, diretto approssimativamente da Nord a Sud, sono specialmente importanti le due ramificazioni sviluppate verso occidente, che si attestano a cime assai elevate, tra cui la Presanella stessa (m 3556), e sono troncate, al loro sbocco, con bruschi gradini: l'una è la Val Cornisello, l'altra la Val d'Àmola, separate tra loro per mezzo di una cresta poco rilevata, entrambe con fondo molto irregolare, suddiviso in più solchi paralleli; anche alcune tipiche conche di ultraescavazione glaciale si trovano poco a monte dei due gradini di sbocco. Complessivamente il fondo si mantiene a notevole altitudine su grande estensione: in entrambe le valli è interamente al di sopra dei 2000 m. Esse ospitano nelle loro parti più elevate cinque ghiacciai non grandi (fig. 10).

I cinque ghiacciai attuali risultano dal distacco di minori individui glaciali sui lati delle due vedrette principali, quella dell'Àmola e quella del Cornisello. Le loro vicende si possono seguire, per il periodo successivo allo studio del MERCIAI (1930), nelle relazioni al *Comitato Glaciologico* del MORANDINI e poi del MARCHETTI. Per un certo tempo esistette anche un sesto ghiacciaietto, staccatosi nella parte più meridionale del vallone d'Àmola (Ghiacciaio dei Quattro Cantoni) (1).

Delle morene recenti, sono veramente imponenti e caratteristiche quelle laterali e frontali della Vedretta d'Àmola, già descritte dal MERCIAI (1930), e pure evidenti quelle degli altri ghiacciai. E' invece degna di nota la relativa scarsità dei depositi morenici antichi in tutta la valle, ciò che appare anche da una semplice occhiata alla carta geologica del FENOGLIO (1938). Ma è un fatto abbastanza comune che i ghiacciai antichi, di grandi dimensioni, fossero scarsamente rivestiti di morene, e quindi abbiano lasciato argini poco rilevati, laddove i ghiacciai attuali nelle stesse valli, ormai ridotti, alcuni, a ghiacciai di circo, altri comunque assai incassati al piede delle pareti rocciose, ricevono sulla loro superficie quantità più abbondanti di detriti, che possono anche rivestirli fortemente, come è il caso, oggi, della Vedretta d'Amola (fig. 11). Così si spiega la grande evidenza nel paesaggio delle morene del secolo scorso, e di quelle ancor più recenti; e la relativa esiguità dei depositi morenici antichi in queste stesse valli.

---

(1) MORANDINI G., in « Boll. del Comit. Glac. Ital. », N. 23, 1945, p. 125.

Nel bacino del Sarca di Nambrone le morene antiche meritevoli di essere indicate su una carta geologica, e quindi rappresentate nella citata carta del FENOGLIO, sono insufficienti per una ricostruzione dei ghiacciai. Ma non mancano altre tracce di depositi morenici, sia pure esigui, che consentono tale studio, in particolare per i ghiacciai dauniani. La cartina da me costruita (fig. 10), mi esime da una minuta descrizione.

FIG. 10. - La parte centrale del Gruppo della Presanella, con l'alta Val Nambrone, durante lo stadio di Daun.

I ghiacciai attuali figurano nei limiti del 1957, secondo V. MARCHETTI. Le curve di livello (linee continue) sono puramente dimostrative.

1. Argini morenici del secolo XIX.
2. Argini, o altri accumuli morenici, antichi (per lo più dello stadio di Daun).
3. Antichi archi detritici pseudomorenici.
4. Aree occupate presumibilmente da ghiacciai durante lo stadio di Daun. Sull'antico ghiacciaio di Nardis si è tentata anche la ricostruzione delle isoipse ogni 100 m (a trattini; altitudini tra parentesi).

Nella Val Cornisello la morena trovata all'estremità orientale del Lago Vedretta (m 2603), dimostra che un antico ghiacciaio, occupando la conca lacustre, si allungava pochissimo nel solco dell'attuale emissario ([1]), e invece traboccava abbondante-

([1]) Può spiegare ciò anche la scarsa profondità del lago, di soli due metri un poco ad Est del centro, secondo un dato gentilmente comunicatomi dal Prof. G. MORANDINI, che vi compì, nel 1941, delle misure ba-

mente in cascata verso il vallone parallelo posto più a Sud; questa morena indica pure che il l.n. era, almeno localmente, sopra i 2600 m, forse sui 2700 m. Lungo il vallone che sbocca alla Malga dei Laghi, e sul lato Sud-Ovest del Lago di Cornisello (q. 2112), altre morene indicano con sufficiente sicurezza qual'era lo spessore della colata glaciale. Non si sa invece più nulla della colata terminale, presso il lago di q. 2083 e oltre, così che si può solo immaginare, in via di ipotesi, che la fronte arrivasse presso la Malga Cornisello (q. 2040) ([1]).

Nella Val d'Àmola sono significativi i cumuli morenici che si incontrano lungo il sentiero che sale al Rifugio Segantini, sul costone di q. 2301. L'antico ghiacciaio in

Fig. 11. - La poderosa morena frontale della Vedretta d'Amola, ai piedi della Presanella (visibile a sinistra).

Al centro la Cima d'Amola. Le morene corrispondono all'avanzamento del secolo scorso, ma il ghiacciaio si è conservato a lungo in prossimità di esse (e si conserva ancora ghiaccio morto), per la fortissima copertura morenica che lo ha protetto dall'ablazione (Fot. G. Morandini, 1941).

parte traboccava dal Rifugio verso Sud, in parte proseguiva verso levante, nei pianori sotto la Bocchetta dell'Àmola, ove si può definirne bene il contorno in base alle morene appoggiate alle rocce attorno a q. 2214. Una colata scendeva anche di qui verso la conca della Malga Vallina d'Àmola (q. 2021), che doveva essere ricolma di ghiaccio. La lingua scendeva ancora lungo il Sarca d'Àmola, forse fin verso i 1600-1700 m, come sembra dimostrare la presenza di morenico indicata presso Grasselli nella carta geologica. Ghiacciai minori, semi-indipendenti, si formavano sul fianco all'ombra della cresta

timetriche. Si può ritenere quindi che la conca lacustre, allungata in senso Ovest-Est, agisse ben poco nell'incanalare la corrente glaciale verso Est (Fig. 12).

([1]) Non ho potuto visitare la parte settentrionale del bacino di Val Cornisello, verso il Passo Scarpacò, perciò la mia ricostruzione del ghiacciaio dauniano in quella parte è del tutto ipotetica.

del Monte Pedertic (m 2687). La morena citata dal PENCK (1909, p. 940) e altri due archetti in questa località, sembrano troppo elevati per essere attribuiti allo stadio di Daun, troppo bassi per essere riferiti a ghiacciai del secolo scorso, pur tenendo conto del forte riparo orografico ([1]).

La forma che si ottiene per i due ghiacciai dauniani maggiori è assai irregolare, e risulta dall'adattamento delle colate glaciali alla forma irregolare del substrato. Dati i numerosi elementi incerti in questa ricostruzione, e in particolare non conoscendo l'altitudine delle antiche fronti, posso solo indicare come, approssimativamente, la isoipsa di m 2650, o quella di m 2700, taglino ciascuno dei due ghiacciai in due parti circa

FIG. 12. - Il Lago Vedretta, dalla fronte della Vedretta del Cornisello.

Nello sfondo si scorge in parte il Gruppo di Brenta. La Vedretta del Cornisello, nel secolo scorso, raggiungeva il lago e vi penetrava, deponendovi le sue morene. Nello stadio di Daun il ghiacciaio si riversava in gran parte verso destra, ma si avanzava un poco oltre il lago anche in direzione rettilinea.
Nella fotografia si vedono i depositi deltizi recenti, formati dal torrente glaciale (Fot. G. Morandini, 1942).

equivalenti. Data l'esposizione complessiva verso Est, possiamo considerare queste altitudini come corrispondenti all'incirca al l.n. climatico, ciò che concorda con l'attribuzione allo stadio di Daun.

([1]) Occorrerebbe un esame particolare delle condizioni locali per poter dire una parola definitiva a proposito di questi piccoli resti morenici. I piccoli circhi a Nord del M. Pedertic mantengono facilmente durante l'estate la neve dell'inverno precedente, e non si può escludere che durante le oscillazioni del secolo scorso ospitassero qualche piccolo ghiacciaio. Il l.n. attuale potrebbe forse trovarsi in questo punto un po' più in basso di quanto ho supposto (m 2800), ed esser sceso fin verso i 2700 m durante le oscillazioni del secolo scorso. Si può anche qui, come sulla cresta principale del Gruppo della Presanella, ammettere un rapido abbassamento del l.n. non appena ci si allontana dalle parti più elevate, verso le parti periferiche del gruppo.

Segnalo inoltre alcuni depositi morenici sulla soglia rocciosa che chiude il Lago di Nambrone, alla testata della valle omonima, a m 2420-2450, anch'essi da attribuirsi ad un ghiacciaio dauniano: un ghiacciaio di circo scendente dal Monte Caldoni (m 2903).

La parte più profonda della Val Nambrone non è ricca di morene, se non nel tratto terminale. La conca in cui si trovano la Malga Nambrone e la Malga Àmola (1330-1350 m) è parzialmente ingombra di blocchi tonalitici, con l'aspetto più di frana che di morenico. Chiude questa conca una bella soglia rocciosa, il M. Ghirlo, che determina l'ultimo gradino della valle. Sul fianco sinistro del tratto inferiore sono erroneamente segnati sulla carta del Fenoglio degli argini morenici in posizione illogica: si tratta di formazioni detritiche.

Begli argini morenici si sviluppano alla confluenza con la Valle di Campiglio, presso Sant'Antonio di Mavignola (già indicati da Gb. Dal Piaz); tre argini formati da blocchi di tonalite si staccano dalla dorsale sotto Claemp e si spingono verso Sud e Sud-Est; evidentemente morene di sponda del ghiacciaio di Val Nambrone, disposte a sbarrare, in buona parte, la Valle di Campiglio; sono tagliate più volte dalle serpentine della nuova strada carrozzabile. Un altro breve argine si stacca dallo stesso costone più in alto, a circa 1200 m, dirigendosi, con forte inclinazione, verso l'abitato di S. Antonio: testimonianza di un ghiacciaio della Val Nambrone ancora più gonfio, che in parte si insinuava nella Val Campiglio.

Ma il terrazzo di S. Antonio appare sostenuto per un certo tratto, a Sud dell'abitato, da una dorsale allungata parallela al Sarca di Campiglio, sull'orlo del solco scavato da quest'ultimo. Essa contiene in grande prevalenza blocchi, anche molto grossi, di tonalite o granodiorite, ma contiene anche materiale calcareo, specialmente in elementi minuti. Questo fatto e la posizione di questo rilievo, fanno pensare ad una morena di sponda destra di un ghiacciaio della Val Campiglio, per quanto in tal caso il materiale tonalitico sarebbe troppo abbondante.

Il problema delle vicende glaciali alla confluenza tra il Sarca di Campiglio e il Sarca di Nambrone, è complesso. Le tracce del ghiacciaio della Val Nambrone si trovano anche più a valle, sul versante sinistro, ad Est di Carisolo: un lungo terrazzo morenico comincia a poco più di 1000 m presso Dosdegna, e continua verso Sud fin sopra Pinzolo, con altitudine leggermente decrescente (m 960): deriva evidentemente da un argine morenico appoggiato al versante, composto da abbondante materiale tonalitico con grossi blocchi e da elementi di scisti, locali ([1]). Essa deve essere in relazione con un ghiacciaio della Val di Nambrone che, superata la confluenza (sbarrando la Val di Campiglio) proseguiva per Carisolo e qui si univa a un ghiacciaio della Val di Genova. Può collegarsi questa morena con uno degli argini descritti presso S. Antonio di Mavignola. In questa fase, che in seguito cercherò di datare, il ghiacciaio della Val Campiglio non doveva raggiungere la confluenza a S. Antonio di Mavignola.

E' probabile anzi che si fosse formato in quest'ultima valle, a monte di S. Antonio, un lago di sbarramento. In una cava di ghiaia aperta nel terrazzo subito ad Est di S. Antonio, si vede: superiormente, per alcuni metri, un deposito terroso con elementi tonalitici minuti, in parte alterati; al di sotto segue un deposito sabbioso con lenti di ghiaia calcarea (i pochi ciottoletti tonalitici sono alterati), a stratificazione incrociata.

([1]) Accennano a questa morena di sponda già il Marson (1906), il Penck (1909, p. 938) e il Lehmann (1920, p. 41). Ritornerò sull'argomento a proposito della Val Rendena.

Ciò rivela una fase di sedimentazione deltizia, in un lago ivi esistente, da parte di un torrente alimentato dal Gruppo di Brenta; il deposito superficiale deriva dal rimaneggiamento dei materiali morenici che formano il versante a Nord di S. Antonio. I terrazzi alluvionali che accompagnano la Val di Campiglio sui 1100-1150 m, vanno collegati con questo fenomeno di sbarramento da parte del ghiacciaio di Nambrone. L'incisione del solco del Sarca di Campiglio, profondo 170 m, entro questi materiali, e poi entro le filladi in posto assai disturbate, sarebbe del tutto recente ([1]).

L'argine parallelo al Sarca di Campiglio, che sembra tagliare due delle quattro morene del ghiacciaio di Val Nambrone presso S. Antonio, complica questa interpretazione. Si possono formulare due ipotesi: questo argine potrebbe essere solo il residuo di un deposito assai più vasto, originariamente diverso; la forma ad argine sarebbe solo apparente, dovuta all'erosione successiva da parte del Sarca; in tal caso gli elementi calcarei presenti potrebbero essere dovuti al mescolamento del morenico tonalitico con altro materiale preesistente. Oppure l'argine potrebbe costituire una morena di sponda destra di una lingua, piuttosto stretta, di un ghiacciaio della Val Campiglio, più recente di quello della Val Nambrone che ha formato le morene più alte, più antico di quello che ha formato le morene più basse, dirette verso Sud (da collegarsi in tal caso con la morena laterale riconosciuta ad Est di Carisolo). La questione non sembra di facile soluzione.

Passiamo ora a considerare l'età del ghiacciaio della Val Nambrone che ha lasciato le morene, precisamente gli argini più bassi, a S. Antonio di Mavignola, e poi la morena ad Est di Carisolo-Pinzolo. Confluendo esso nella conca di Pinzolo con un ghiacciaio della Val di Genova, non possiamo considerarlo come un ghiacciaio distinto, e valutare l'altitudine media o la posizione della fronte, misurarne la superficie, o simili. Possiamo dire che esso, dalla Cima della Presanella fino a Carisolo, aveva uno sviluppo di circa 11 km; va detto che esso doveva risultare formato dall'unione di due colate principali uscenti dalle valli di Cornisello e di Àmola, e di una colata secondaria proveniente dall'alta Val di Nambrone. Considerando provvisoriamente solo la parte a monte di Carisolo, si può dire che circa 2/3 della sua superficie, vale a dire più di 22 kmq, si trovavano al di sopra di 2300 m d'altitudine. A questa altitudine può porsi, in prima approssimazione, il l.n. nello stadio di Gschnitz. Si vede che questo grande ghiacciaio non era sproporzionato per le condizioni climatiche che regnavano nel bacino durante lo stadio di Gschnitz, data, appunto, la grande estensione delle superfici elevate specialmente nelle valli di Cornisello e d'Àmola, che formavano la parte principale del suo bacino alimentatore. Anche tenendo conto della parte di ghiacciaio che continuava oltre Carisolo, e della bassa altitudine di tutta intera la lingua (separata nettamente con potenti seraccate dalla parte alimentatrice) su cui quindi l'ablazione doveva essere intensa, mi pare che si possa sostenere l'attribuzione di questo ghiacciaio allo stadio di Gschnitz. Nelle valli vicine si son riconosciute varie soste, più o meno distanziate, riferibili a questo stadio, e forse in parte a uno stadio più antico: anche per il ghiacciaio della Val

---

([1]) E' verosimile che si tratti di un alveo epigenetico, e che tra S. Antonio e la Val Nambrone, nel territorio attraversato dalle serpentine della nuova strada, sotto le morene, sia mascherato un alveo sepolto del Sarca di Campiglio.

Nambrone la pluralità delle morene laterali appoggiate al terrazzo di S. Antonio fa pensare a una pluralità di sottostadi gschnitziani o forse un poco più antichi ([1]).

VAL DI GENOVA.

E' la valle che più si addentra nel cuore del massiccio montuoso dal lato orientale, e che separa il Gruppo della Presanella da quello dell'Adamello in senso stretto. Dal Passo dell'Adamè allo sbocco nella conca di Pinzolo, misura oltre 20 km di lunghezza. I tre ghiacciai del Mandrone, della Lobbia e di Lares, coi loro estesi pianalti ghiacciati, occupano una parte non indifferente del bacino imbrifero della Val di Genova, cioè 24 kmq circa, per non dire dei ghiacciai più piccoli; il glacialismo è dunque

Fig. 13. - Veduta della Vedretta occidentale di Nardis, con la sua caratteristica morena laterale sinistra (Fot. G. Morandini, 1941).

anche attualmente un fatto importantissimo e caratteristico di questa famosa valle alpina, e tuttavia si può percorrere questa per una lunghezza di 13 km senza che i ghiacciai si possano quasi vedere, tanto essa è infossata tra i ripidi fianchi montuosi. Lo sviluppo in lunghezza è caratteristico di questa valle, come di tante altre valli

([1]) Se invece è vero che le morene più esterne, a S. Antonio, sono state tagliate da un ghiacciaio della Val di Campiglio, poichè questo dovrebbe essere più antico dello stadio di Gschnitz (secondo quanto si sa sul glacialismo nel Gruppo di Brenta dagli studi del Trevisan e del Wiebols), si dovrebbe dedurre che tali morene più esterne sono più antiche, e che appartengono allo stadio di Sciliar o ad uno stadio ancora più antico. Ma, data l'incertezza delle condizioni a S. Antonio di Mavignola, non ritengo molto probabile che questa ipotesi sia esatta.

dell'Adamello, ma qui mantengono una certa importanza le ramificazioni laterali, specialmente quelle di destra, prevalentemente esposte verso Nord, e quindi in condizioni favorevoli per lo sviluppo dei ghiacciai, oggi e nel passato. Delle valli laterali di sinistra è importante solo la Valle di Nardis, che discendendo direttamente dal versante meridionale della Cima Presanella, di oltre 3500 m, possiede un ghiacciaio non trascurabile, la Vedretta occidentale di Nardis, di circa 200 ha di superficie, ed alimentava nel passato ghiacciai stadiali di grandi dimensioni (fig. 10).

Comincerò appunto da questa valle laterale la descrizione delle formazioni glaciali. E' una valle assai aperta e bene esposta, in tutta la parte superiore e media; la pendenza è abbastanza forte, e aumenta sempre più fino al ripido solco finale, che porta al gradino della Cascata Nardis, allo sbocco nella Val di Genova. Le belle morene del secolo scorso (cfr. Merciai, 1930, p. 130) delimitano quella che era la lingua della Vedretta occidentale di Nardis, ormai molto raccorciata; il nevato sale gradualmente fin quasi alle cime circostanti. Un ghiacciaio di circo in posizione laterale (Vedretta orientale di Nardis) ha anch'esso il suo bell'apparato frontale recente. Della vedretta occidentale è particolarmente potente la morena sinistra (fig. 13), con una cresta tagliente e i fianchi ripidi, particolarmente quello interno, che tende a franare. Ma altrettanto caratteristiche sono le morene dauniane dello stesso ghiacciaio, che si prolungava fino alla Malga dei Fiori, a circa 1900 m d'altitudine. Esse appaiono in forma di lunghi argini ben rilevati; su quella di sinistra sorge il Rifugio Presanella, a m 2205; sono ricordate già dal Penck (1909, p. 940). Sul lato interno si vedono due argini minori, quello di sinistra in gran parte appoggiato a quello più grande, più esterno; quello di destra invece assai distanziato dalla morena più antica, così da delimitare una lingua assai più ristretta. Si può supporre che in questa fase più tardiva, che forse si potrebbe attribuire allo stadio di Egesen, il bacino alimentatore principale terminasse, sul fianco destro, sotto il Cimon delle Giere (m 3017), e che invece nella fase più antica, corrispondente alle morene più potenti, esso si estendesse in modo continuo fino sotto lo spuntone di q. 2801.

Sul lato sinistro si accostano dall'esterno altre morene alla morena principale, a circa 2400 m. Qui infatti si affiancava alla lingua centrale, senza fondersi con essa, la lingua appuntita scendente dall'attuale vedretta orientale; poco più ad oriente, sotto i 2600 m, altre morene arcuate indicano un lobo allargato, steso sui pendii sotto il Passo dei Quattro Cantoni. La ricostruzione del ghiacciaio, in questa fase di maggiore espansione, risulta nell'unita cartina (fig. 10).

Data la forma abbastanza regolare del ghiacciaio, il tracciamento delle isoipse può essere tentato, e quindi può essere calcolata l'altitudine media. Questa risulta di m 2850, cioè di circa 250 m minore dell'altitudine media dell'attuale Vedretta occidentale di Nardis. Non si può fare a meno di osservare che, prendendo questa altitudine come l. n. orografico dauniano, esso verrebbe a trovarsi qui ben 150-200 m più alto che sui vicini ghiacciai dauniani della Val Nambrone, dove ho supposto che il l. n. si trovasse a circa 2650-2700 m; si può spiegare la differenza in parte con l'incerta conoscenza degli antichi ghiacciai di Val Nambrone, e quindi con errori di calcolo, in parte con la diversa esposizione, e le diverse condizioni orografiche. Queste determinano anche ora una forte differenza di altitudine media tra l'attuale Vedretta occidentale di Nardis, e le attuali vedrette di Àmola e di Cornisello. E' probabile che il vento giochi, oggi come in passato, riducendo l'alimentazione della Vedretta occidentale di Nardis.

Altre morene meno evidenti si trovano anche più a valle, sui pendii che scendono verso Malga Nardis, sotto Malga dei Fiori. Per quanto la loro origine non sia del tutto chiara, esse potrebbero attribuirsi ad una oscillazione più antica dello stesso stadio di Daun ([1]).

Due valloni discendono ripidi sulla Val di Genova da sinistra, dalla cresta Monte Gabbiolo (m 3465) - Cimon delle Giere (m 3017), e si aprono in alto a forma di circhi col fondo assai ripido, tra pareti disposte a semicerchio: sono la Val Rocchetta e la Val Gabbiolo. In entrambe la parte aperta a circo è ingombra di detriti e anche di morene, ma queste rimangono poco lontane dalle pareti, e sembrano deposte da ghiacciai alimentati solo da valanghe, con forma a ferro di cavallo. E' evidente che nello stadio di Daun l'esposizione a Sud o Sud-Ovest impediva che si formassero delle colate glaciali al centro dei circhi.

Nella Val Cercen, lunghi argini morenici disposti secondo il pendio indicano che un ghiacciaio molto ripido scendeva verso la conca di Malga Cercen. L'argine laterale destro passa per il Baito Cercen (carta *Alpenverein*) o Mandra di Cercen (carta T. C. I.). L'alimentazione di questo ghiacciaio, dauniano, proveniva dal « Canale di Busazza », vallone compreso tra la Cima Busazza (m 3325) e il Monte Cercen (m 3282), e dal Passo Cercen, per il quale si aveva una trasfluenza dalla Vedretta Presanella, trasfluenza che è sparita solo in questi ultimi decenni. Una parte di questo ghiacciaio, prevalentemente alimentato da valanghe, restava appoggiato al piede delle pareti orientali, sotto il « Belvedere », in modo simile a quanto avveniva in Val Gabbiolo.

Nei valloni più ad occidente (Dossoni, Val Zigola, Val Ronchina) che scendono dalle creste della Busazza e di Cima Presena, si notano nella parte alta morene frontali di ghiacciai di circo (ril. Gb. Dal Piaz). spintisi fino a 2600-2500 m. Nella parte media, sempre assai ripida, di questi larghi valloni, si scorgono esili dorsali di detrito e terriccio, erbose, disposte secondo le linee di massima pendenza. In alcuni casi esse appaiono, in modo evidente, come le morene di ghiacciai locali molto ripidi che scendevano verso il fondo della Val di Genova. Ritengo che si possano attribuire le morene più elevate allo stadio di Daun, queste morene più basse allo stadio di Gschnitz: sui 2200-2300 m, circa all'altezza del « sentiero Mingotti », su un versante esposto bene a mezzogiorno, dovevano esistere nello stadio di Gschnitz dei pendii scoperti, sui quali si appoggiavano le morene di ripide colate alimentate nei circhi più elevati. Questo starebbe anche a dimostrare che la lingua del ghiacciaio principale della Val di Genova, nello stadio di Gschnitz, rimaneva qui ad un'altitudine inferiore ai 2200 m.

Non posso in nessun modo condividere l'opinione del Lehmann (1920, p. 12), secondo il quale i circhi e valloni laterali sulla sinistra della Val di Genova erano già privi di ghiacciai locali nello stadio di Gschnitz, e nello stadio di Bühl avevano ghiacciai che non raggiungevano lo sbocco verso la valle principale. E' chiaro che, con un l.n. orografico a 2850 m, nello stadio di Daun potevano raccogliersi almeno dei ghiacciai di valanga, nelle parti più elevate di valloni come questi, anche se pienamente esposti a Sud. E in tutti, esclusa forse la Val Rocchetta, si formavano ghiacciai gschnitziani capaci di arrivare a unirsi col ghiacciaio principale. I depositi morenici confermano queste mie affermazioni.

Alla testata della Val di Genova, poco rimane della maestosa seraccata del Mandrone, che un tempo, davanti al Rifugio Mandrone, volgeva verso Est e si affacciava sull'alto gradino di valle; al piede di questo, a circa 1750 m, nella conca in cui prende origine la Val di Genova vera e propria, discendeva fino al 1931 una piccola colata

---

([1]) Posso qui accennare alla valletta posta ad oriente della Val Nardis, percorsa dal Rio S. Martino. Nel primo tratto, tra i 2300 e i 1900 m, essa è abbastanza pianeggiante, e conserva alcuni depositi morenici: una morena arcuata nel Piano dell'Asino (ril. Gb. Dal Piaz) va attribuita a un ghiacciaio che doveva scendere fino a Malga Sarodole (m 1900 circa); per esso si ottiene, con la media delle altitudini estreme, un l.n. sui 2300 m (Gschnitz). Un arco di materiale detritico a N di q. 2410 si deve a un piccolo glacio-nevato poco più tardo.

per un ripido canalone tagliato nel gradino ([1]). Nel secolo scorso essa si allargava in una specie di cono, che, secondo le testimonianze raccolte dal SUDA e dal PAYER, per un certo tempo era tanto espanso, da risultare congiunto con la lingua della vicina Vedretta della Lobbia, presso il Materot ([2]).

Dalle notizie che si hanno, risulta che la massima espansione si è verificata intorno al 1815 o al 1825, e una carta costruita dal SUDA sulla base di informazioni, e ripubblicata dal MERCIAI (1925), mostra appunto quale doveva essere la forma delle due lingue confluenti intorno al 1820. Queste notizie hanno per noi un interesse particolare, perchè questi due grandi ghiacciai, che hanno subito oscillazioni assai sensibili,

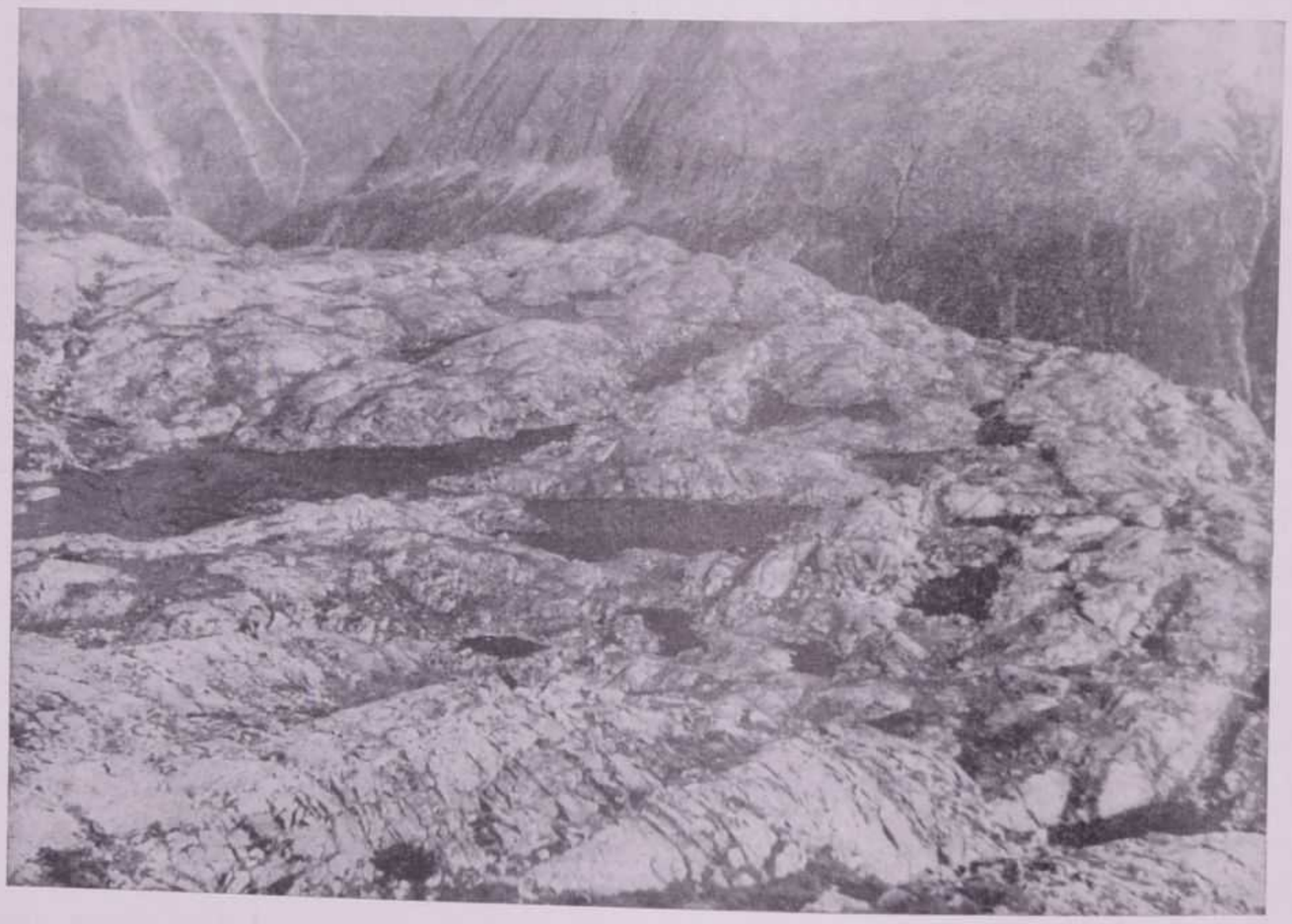

FIG. 14 - I laghetti del Mandrone, conchette in roccia dovute all'erosione glaciale, nel vasto terrazzo che si estende davanti alla lingua della Vedretta del Mandrone, alla testata della Val di Genova (Fot. Gb. Dal Piaz).

sono gli unici su cui si abbiano informazioni abbastanza dettagliate per il secolo scorso; possiamo dedurre che probabilmente anche per gli altri ghiacciai del gruppo montuoso la fase di massima espansione fu quella del 1820 e non quella degli anni intorno alla metà del secolo.

Oggi la conca in cui i due ghiacciai confluivano, dominata dalla imponente mole della Lobbia Bassa (m 2958) e incassata tra rupi incombenti da molti lati, è caratterizzata da una forte ripresa della vegetazione che, data la non grande altitudine (m 1700-1800) ha potuto rivestire rapidamente i depositi morenici, detritici e fluvioglaciali ab-

---

([1]) Cfr. MERCIAI (1925) p. 60 e segg. La superficie attuale della Vedretta del Mandrone è di 1193 ha, secondo V. MARCHETTI (*Catasto dei Ghiacciai Italiani* 1959). Sul ritiro di questo ghiacciaio negli ultimi decenni si vedano le relazioni sul « Boll. Comit. Glaciol. Ital. » di R. TEDESCHI, L. RICCI, G. MORANDINI, V. MARCHETTI, e le pubblicazioni di S. POLLI (1950, 1955).

([2]) Cfr.: PAYER (1865); SUDA (1879); RICHTER (1888); MARSON (1906); MERCIAI (1925).

bandonati. L'emissario del Lago Nuovo, alimentato dal torrente glaciale della Vedretta del Mandrone, trascina con sè abbondante ciottolame; ma, a fianco della vecchia cascata di ghiaccio del Mandrone, due cumuli morenici ben rilevati mostrano quali erano i limiti laterali della parte estrema del ghiacciaio, nel secolo scorso; sulle morene sono caduti grossi blocchi dalle rupi soprastanti.

Molto forte è stato il ritiro anche per la Vedretta della Lobbia, la cui lingua poteva adagiarsi, a monte della confluenza, in un tratto di valle con profilo ad U abbastanza regolare, sia pure con qualche gradino roccioso (fig. 2, Tav. I); un forte gradino esiste solo un chilometro e mezzo più a monte, e alla sommità di esso è oggi ridotto il moncone della lingua glaciale, a 2480 m d'altitudine ([1]). Presso la Malga Matterot bassa, due tratti di argine morenico, uno sulla destra e uno sulla sinistra, corrispondono evidentemente alla fase in cui la lingua frontalmente raggiungeva il ghiacciaio del Mandrone. A Sud-Ovest della malga un bell'arco morenico frontale completo, ormai coperto di bosco, sembra riferibile alla oscillazione attorno al 1850. Con l'uno o con l'altro si collegano i resti di morene di sponda nel tratto più a monte (cfr. Merciai, 1925, p. 63). Entro l'arco frontale si espande il torrente glaciale coi suoi depositi ciottolosi. Altre morene, a monte di un gradino roccioso disposto obliquamente, segnano la posizione della fronte alla fine del secolo scorso, e nei primi decenni di questo secolo; si tratta di dossetti morenici appoggiati al fianco sinistro; su essi stanno crescendo ormai piccoli alberelli di ontani e larici.

Scendendo dalla Malga Matterot bassa verso il Rifugio Bédole, si attraversano, nel bosco sulla destra del Sarca, dei dossetti morenici coperti di bosco, che costringono il torrente a volgere a Nord, un poco a monte della passerella. Anche la carta geologica 1:100.000 (ril. A. Bianchi e Gb. Dal Piaz) segna qui un argine morenico. Poichè dalle descrizioni dei più vecchi autori non sembra che il ghiacciaio (del Mandrone, fuso con quello della Lobbia) sia mai arrivato fin qui nel secolo scorso, è probabile che si tratti di depositi più antichi, forse legati all'espansione del XVII secolo (stadio di Fernau). E' questo l'unico punto di tutto il gruppo in cui vi siano indizi di questo stadio, riconosciuto per la prima volta dal Kinzl (1929) nelle Alpi di Stubai.

Ritorniamo per un momento alla elevata conca del Mandrone. Presso il Lago Nuovo (m 2240) che occupa una conca in roccia subito a monte del salto, si conservano le morene recenti della lingua del Mandrone, che si possono seguire lungo quello che era il margine sinistro della seraccata, e, più a monte, lungo la sponda sinistra della attuale lingua.

Il terrazzo in roccia su cui giacciono il Lago Mandrone e altri laghetti, con altitudine intorno a 2400 m ([2]), non era naturalmente raggiunto dal ghiacciaio in epoca storica. Non vi si trovano morene, all'infuori di un modestissimo cumulo morenico sull'orlo del terrazzo. Sorprende di non trovare qui la morena di sponda del ghiacciaio dauniano, che certamente avrebbe potuto deporsi in questo luogo pianeggiante, o nei dintorni, sui pendii soprastanti o verso il Rifugio Mandrone. Ci mancano così gli indizi necessari per ricostruire la forma di questo ghiacciaio nello stadio di Daun.

([1]) La superficie attuale della Vedretta della Lobbia è di 610 ha, secondo V. Marchetti (*Catasto dei Ghiacciai Italiani*, 1959).

([2]) La quota del Lago Mandrone, indicata in m 2338 sulla tavoletta « Temù », è evidentemente dovuta ad un errore di trascrizione dalla carta austriaca, su cui è basata la carta italiana. Sulla carta austriaca si legge m 2398; sulla carta *Alpenverein* la quota del lago è indicata in m 2409.

Qualche indizio maggiore si ha per i piccoli ghiacciai dauniani locali, distesi sotto la cresta Corno di Bédole (m. 3229) - Passo Pisgana (m 2935) - Punta Pisgana (m 3087) - Punta di Lagoscuro (m 3160). Questo versante, esposto verso Sud-Est, è formato da vasti pendii ben soleggiati, in cui ho potuto individuare alcuni cumuli morenici poco potenti, distesi in striscie o archi ampi, suborizzontali, dovuti ad antichi ghiacciai di pendio; essi spiccano talvolta perchè, essendo costituiti in buona parte da terriccio, sono meglio rivestiti d'erba dei pendii circostanti. Presso il Lago Inghiacciato (m 2522) esistono anche degli archetti (ril. Gb. Dal Piaz) che vanno attribuiti ad un ghiacciaio provvisto di una piccola lingua. Altre morene arcuate si trovano a Sud di q. 2692, tra m 2500 e 2650; esse delimitano bene una lingua glaciale che proveniva dal Lago Scuro e arrivava a circa 2450 m. Per questi ghiacciai si può ammettere un l. n. orografico a 2850-2750 m, per cui sembra ragionevole porre il l. n. climatico a circa 2700 m, data l'esposizione. Non dubito che si tratti di ghiacciai dauniani.

Lungo il fondo della Val di Genova, al di sotto di Bédole, i depositi morenici non sono abbondanti: ben più abbondanti sono gli accumuli detritici, in certi tratti anche i ventagli alluvionali, o i piani di riempimento alluvionale. In alcuni punti affiora anche la roccia in posto, che forma la soglia di vari gradini (cfr.: Lehmann, 1920, p. 14 segg.; Merciai, 1925, p. 54), su cui il Sarca, precipitando in cascate, ha inciso bellissime forre. Il Merciai, seguendo Marson (1906, p. 550), elenca alcuni depositi morenici, precisamente sopra la cascata del Pedruc, e sopra la soglia rocciosa di Cascina Muta. Anche la carta geologica 1:100.000 indica in questo punto un piccolo argine trasversale alla valle, poco sotto il Caret. Infine il Lehmann (1920, p. 16) interpreta come morenici (morene frontali dauniane) alcuni dossetti a Pralungo, presso la cascata di Nardis. Per quanto io abbia accuratamente ricercato questi depositi, ho potuto trovare solo la morena sopra Cascina Muta, a circa 1380 m; qui si può riconoscere un arco frontale. Altri depositi morenici lungo la valle sono insignificanti. D'altra parte, data la morfologia del fondovalle, specialmente in tutta la parte inferiore, è naturale che essi non si sian potuti conservare.

Si può considerare la morena sopra Cascina Muta come morena frontale del ghiacciaio dauniano della Val di Genova? E' molto probabile che essa vada riferita allo stadio di Daun, ma non si può escludere che in questo stadio il ghiacciaio della Val di Genova fosse sceso anche più in basso, come vorrebbe il Lehmann. Riesce difficile ogni tentativo di ricostruzione indiretta, sulla base del l.n., che nel Daun doveva trovarsi sui 2600-2700 m, per la forma molto irregolare dell'antico ghiacciaio, e per le sue stesse dimensioni, che rendono molto dubbia l'applicabilità del metodo del Kurowski.

Sul fianco destro del tratto di valle già percorso dalla lingua della Lobbia si aprono due circhi: in quello a Nord dell'Ago Mingo (m 2966) si distingue nettamente una morena arcuata (ril. Bianchi e Dal Piaz), dovuta ad un ghiacciaio di circo del secolo scorso: essa scende con la fronte fino a q. 2369; nella parte più interna del circo rimane anche ora a lungo, nell'estate, neve di valanga (fig. 2, Tav. I). Circa alla stessa altitudine si distende un argine morenico nell'altro circo, ad Ovest del Monte Menicígolo (m 2683), ma appartiene verosimilmente ad un ghiacciaio dauniano, dato che questo circo è circondato da creste troppo basse per aver potuto ospitare un ghiacciaio in tempi storici. Nel circo sotto l'Ago Mingo si distinguono alcuni cumuli, sulla soglia, da cui si può comprendere che un ghiacciaio dauniano si affacciava sulla soglia stessa, insinuandosi in parte anche nel canalone sottostante.

Non ho compiuto osservazioni nei due valloni di Stablelìn e Stablèl. In quest'ultimo devono esistere dei depositi glaciali intorno ai 2000 m; da essi si è staccata la frana che sbarrò momentaneamente il corso del Sarca, 600 m più in basso, sotto Malga Carét, nell'agosto del 1948 (fig. 1, Tav. I).

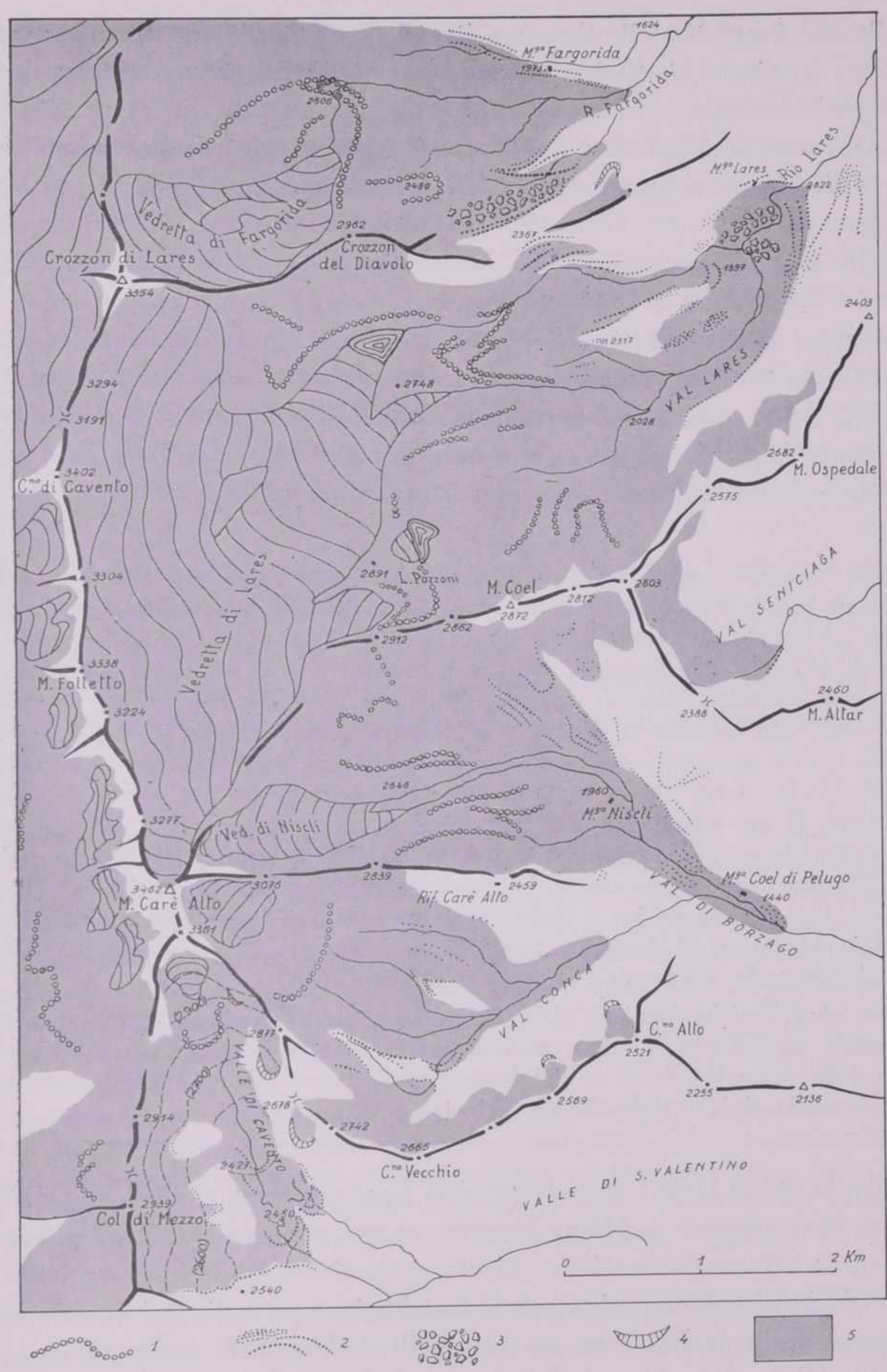

FIG. 15. - I ghiacciai sul versante orientale della catena del Carè Alto, durante lo stadio di Daun.

I ghiacciai attuali sono rappresentati nelle dimensioni del 1957, secondo i dati di V. MARCHETTI. Le curve sui ghiacciai sono puramente dimostrative.

1. Argini morenici del secolo XIX, o più recenti.
2. Argini morenici antichi (per lo più dauniani) e altri depositi morenici antichi.
3. Marocche postdauniane.
4. Archi detritici pseudomorenici.
5. Aree occupate da ghiacciai (e nevai) durante lo stadio di Daun.

Sull' antico ghiacciaio ricostruito nella Valle di Cavento sono state tracciate anche le presunte isoipse ogni 100 m (a trattini; altitudine tra parentesi).

Nella Val Fargorida, che sbocca a Ragàda, e discende ripida, ma aperta, da un ampio circo terminale, si trovano le belle morene recenti della Vedretta di Fargorida, distesa ai piedi del Crozzon di Lares (m 3354). Anche per questo ghiacciaio sembra, da informazioni raccolte dal PAYER (1865, p. 13), che il ritiro fosse già in atto al principio del secolo scorso, o almeno che la fase di massimo avanzamento corrisponda agli anni intorno al 1830 (MERCIAI, 1925, p. 65). Non lontano, un argine arcuato (q. 2480) delimita un piccolo ghiacciaio del secolo scorso, ora scomparso, a Nord del Crozzon del Diavolo (m 2962).

Nel tratto medio della Val Fargorida sono poi ben riconoscibili le morene dauniane, in forma di ripidi costoni coperti d'erba, distesi tra 2300 e 1800 m. Una lingua principale di forma appuntita si incanalava nel solco del Torr. Fargorida, fino a 1800 m o anche più in basso. Un'altra lingua si spingeva più a Sud, in un valloncello laterale, fin sotto la q. 2093; più tardi si arrestava però a circa 2200 m (fig. 15).

Fin qui discende, appoggiandosi a un potente argine morenico sul fianco destro, una grande lingua di pietrame, composto di blocchi tonalitici di grosse dimensioni, che comincia tra le rupi ad Est del Crozzon del Diavolo, a circa 2500 m. La lunghezza è di 800 m, la larghezza di oltre 100, l'inclinazione nella parte inferiore è di circa 20°. L'aspetto del materiale non è di morenico, bensì di semplice detrito; il deposito è stato già segnalato da Gb. DAL PIAZ come una morena di nevato o di frana (rilevamento originale 1:25.000). Poichè sulla destra esso si appoggia a un cordone morenico sicuro, appartenente al sistema delle morene dauniane, io ritengo che si tratti di materiale di frana caduto sopra il ghiacciaio dauniano durante il suo scioglimento: il ghiacciaio avrebbe distribuito i blocchi franati dalle rupi soprastanti in questa lunga striscia, fin presso alla sua fronte. Penserei quindi ad un fenomeno del tipo delle « marocche ». Le rupi che formano i contrafforti orientali del Crozzon del Diavolo, con esposizione Est e Nord, presentano ancora i segni di un disfacimento molto attivo, ed è abbondante il detrito a grossi blocchi anche sotto la cresta che chiude verso Sud la Val Fargorida, separandola dalla Val di Lares.

Quanto al ghiacciaio dauniano della Val Fargorida, valuto il l. n. intorno a m 2600-2500 m, innalzando leggermente il valore trovato con la semplice media dei punti estremi, per tener conto della notevole estensione del bacino alimentatore alle quote comprese tra i 2600 e i 2800 m, e della ripidità della lingua principale.

Anche la Val di Lares è assai larga, anzi assai più larga e più lunga della Valle di Fargorida. Sbocca presso la Malga Genova con un netto gradino alto 700 m. A monte di una caratteristica soglia rocciosa rialzata, si stende un bacino pianeggiante sui 1850-1900 m, con tratti paludosi, divagazioni torrentizie, e cumuli di blocchi tonalitici. In questo piano scende da Sud-Ovest un solco vallivo abbastanza profondo, ma altri canaloni incidono il fianco occidentale, conformato a lunghi costoni inclinati e interrotto da balze rocciose e gradini. La Vedretta di Lares, che occupa tutta la parte più elevata, sotto la lunga cresta M. Folletto (m 3338) - Corno di Cavento (m 3402) - Crozzon di Lares (m 3354), è un ghiacciaio di pendio, o di pianalto, con debole inclinazione verso Est. Nel 1888 il RICHTER lo indicava come « il più vasto ghiacciaio d'altopiano delle Alpi Orientali »; la sua superficie è oggi di 600 ha [1]. Per quanto assai ridotto, e definitivamente staccato dalla vicina Vedretta di Niscli (Val di Borzago), conserva una

[1] Secondo V. MARCHETTI, in *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, 1959.

forma abbastanza simile a quella del secolo scorso, non avendo lingua unica, ma due lobi maggiori verso Nord-Est ed uno, minore, verso Est (fig. 15).

La forma irregolare della parte frontale è dovuta alla irregolarità del substrato roccioso, poichè manca, in questa parte elevata della valle, un solco centrale; un alto gradino in roccia dirige la colata glaciale verso i costoni e i piccoli canaloni del fianco sinistro ([1]).

Anche esaminando la forma del ghiacciaio della Val di Lares durante lo stadio di Daun, si notano analoghe irregolarità, dovute all'adattamento al substrato roccioso; la colata maggiore però si adagiava nel solco vallivo principale diretto da Sud-Ovest a Nord-Est, e si espandeva nella conca pianeggiante. Mi servo, per questa ricostruzione, delle morene frontali appoggiate alla soglia rocciosa di Malga Lares (q. 1887) (Colbertaldo, 1940, 1942), e degli argini morenici che si trovano a destra del torrente a Sud-Est di Malga Lares. Sul fianco destro si vedono distintamente i resti della morena di sponda anche più a monte, fino a 2200 m, così che su questo lato la ricostruzione può farsi in modo completo. Sulla sinistra i depositi morenici hanno una morfologia meno chiara, ma sono anche qui abbondanti, a partire dall'ex-Rifugio Lares. I cumuli di blocchi nel piano (Colbertaldo, 1940, p. 13), forse sono dovuti ad una frana avvenuta sulla colata glaciale verso la fine dello stadio di Daun (fenomeno tipo « marocche »). Un'altra breve lingua si appoggiava invece ai pendii del fianco sinistro, discendendo fino ai dintorni del Baito Lares.

Si conservano due argini arcuati (fra Baito Lares e Malga Pian) che potrebbero attribuirsi tanto a questa colata secondaria (come morene frontali), quanto alla colata principale (come morene di sponda). Le morene di sponda della colata secondaria, che permettono di ricostruirla, sono lunghi costoni erbosi (cfr. Merciai, 1925, p. 66), distesi secondo la pendenza, simili a quelli ora descritti come morene dauniane nella Val Fargorida. Sulla sinistra questi costoni cominciano a Sud di q. 2367, e scendono verso il Baito Lares; sulla destra essi cominciano sopra q. 2317, dove si verificava la diffluenza fra le due colate. Sulla sinistra, presso q. 2367, doveva esserci un'altra linguetta, lunga circa 300 m, adagiata in un valloncello secondario.

Presso lo sbocco della Val di Lares, sul lato destro, esternamente alle morene dauniane, si distinguono dei ripidi costoni scendenti dal dosso quotato 2003, e più ad oriente, costituiti da materiale morenico. Questo si incontra, lungo il sentiero che sale nella Val di Lares, a partire da 1700 m. Ritengo che si tratti di morene riferibili al ghiacciaio di questa valle, quando scendeva a congiungersi con quello della Val di Genova, probabilmente nello stadio di Gschnitz.

L'ultima valle affluente di destra è la Val Seniciaga, che sbocca nella Val di Genova con un alto gradino. Non possiede ghiacciai, essendo circondata da montagne non

---

([1]) Davanti alla fronte principale bifida si conservano bene le morene del secolo scorso, che delimitano quelle che erano allora le due lingue appuntite, che si biforcavano al dossetto morenico di q. 2633 (su cui si appoggiano le trincee di guerra austriache). Più all'interno si distinguono le morene dei primi decenni del '900.

Nel corso del ritiro più recente si sono formati due graziosi laghetti, uno sulla fronte del lobo sinistro, e l'altro ai Pozzoni, cioè dove la carta *Alpenverein* indica «M. Coel» (q. 2780, senza nome, nella carta I.G.M.).

Nel secolo scorso esistevano anche altri due piccoli ghiacciai indipendenti, a Nord del M. Coel (punto trigonometrico 2872 della carta I.G.M.). Rimangono due ben marcati sistemi morenici, che scendono fino a circa 2300 m alla testata del solco principale della Val Lares, già ricordati dal Merciai (1925, p. 69). La loro assai scarsa altitudine si spiega con l'esposizione a Nord, e con il fortissimo riparo orografico sugli altri tre lati (l.n. orografico m 2560-2590). Se immaginiamo che il l.n. climatico fosse, al momento della massima avanzata del secolo scorso, intorno ai 2800 m, qui si avrebbe un l.n. orografico di oltre 200 m più basso: esempio vistosissimo degli scostamenti che può avere il l.n. orografico rispetto a quello climatico.

troppo elevate (la cima più alta è di 2803 m), e riceve due importanti valli affluenti da destra, la Val Germénega e la Valle di San Giuliano, che sboccano in essa a loro volta con gradini. La Val Seniciaga è per un buon tratto ripida e stretta, incassata fra aspre cime di altitudine considerevole. Possedeva alla testata certamente uno o più ghiacciai dauniani, di cui rimane traccia in un deposito morenico indicato da Gb. Dal Piaz presso q. 2171. Numerosi archetti di materiale non elaborato, a blocchi, ho scorto nei valloncelli e nei pendii ripidi sotto il Monte Fornace, sul fianco destro, probabilmente dovuti a nevaietti locali, all'incirca dello Gschnitz.

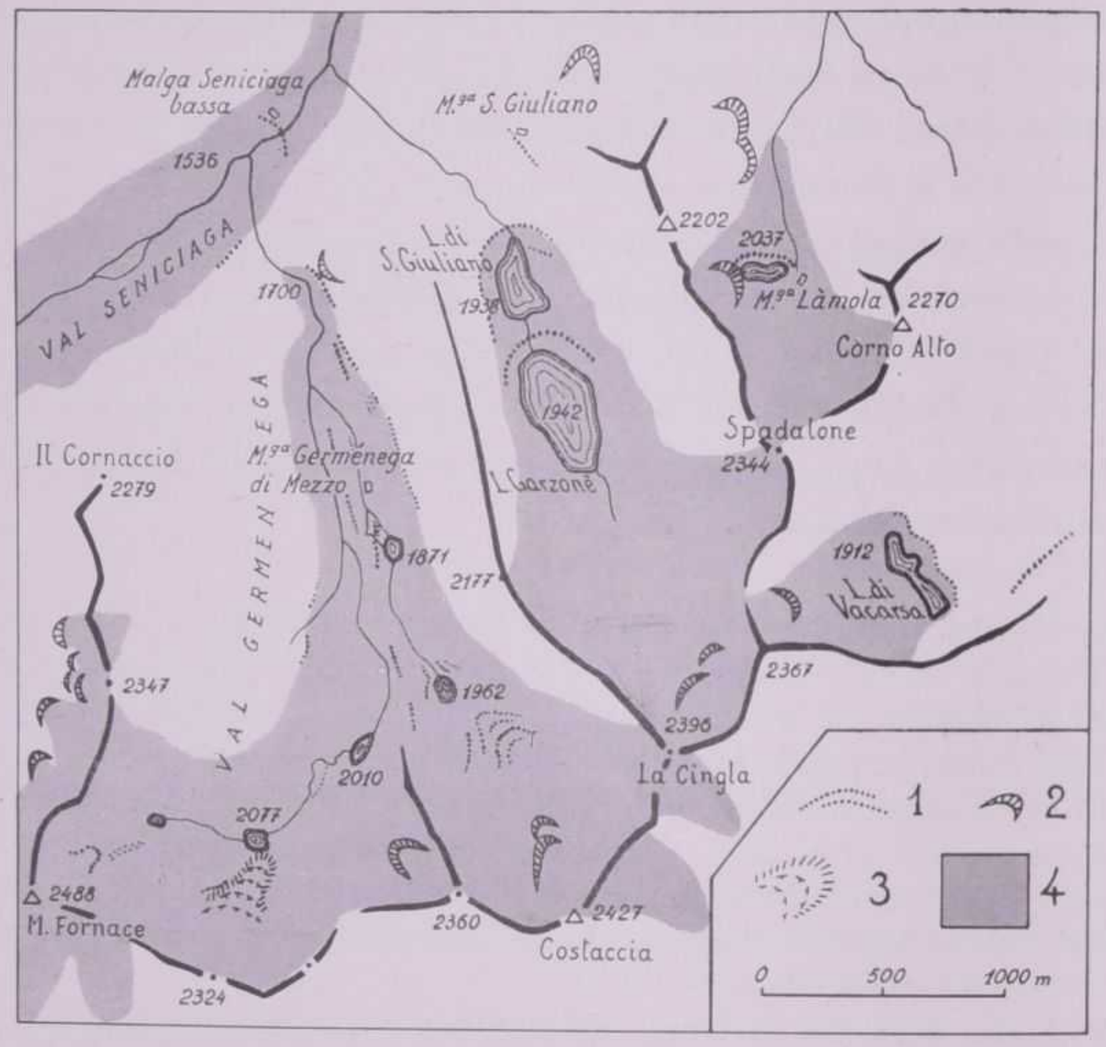

Fig. 16. - Ricostruzione dei ghiacciai dello stadio di Gschnitz nelle valli Germénega e di San Giuliano.

1. Cordoni morenici.
2. Archi detritici pseudomorenici.
3. Colate di pietra.
4. Aree occupate dai ghiacciai dello stadio di Gschnitz, con limite delle nevi (climatico) a circa 2200 m, circa 600 m al di sotto di quello attuale.

Verso lo sbocco della valle, a Malga Seniciaga bassa (m 1530-1540), i resti di un apparato morenico sono stati individuati da Gb. Dal Piaz (appunti inediti). Tale morena è poco evidente, ma pare certo che un lungo ghiacciaio dello stadio di Gschnitz arrivasse fino a questo punto. Si può ammettere che il ghiacciaio fosse giunto anche più avanti, fino ad unirsi col ghiacciaio principale della Val di Genova. Infatti, presso Malga Germénega bassa, un terrazzetto morenico sembra dovuto ad un'antica morena di sponda destra, riferibile a tale ghiacciaio (fig. 16).

La Val Germénega è assai più aperta, ma presenta vari gradini, che salgono a due conche iniziali, l'una dominata dal Monte Fornace (m 2488), l'altra circondata da creste pure sui 2400 m. Ad Est del Monte Fornace si stendono alcuni cumuli morenici e soprattutto alcune pietraie, di cui una presenta una lingua, che si prolunga fino al laghetto di q. 2077. Io ritengo che si tratti di un'antica pietraia semovente, non più attiva, probabilmente almeno dal Daun, dato che il luogo si trovava già allora almeno 400-500 m al di sotto del l.n., e quindi presumibilmente al limite della zona altimetrica in cui tali fenomeni periglaciali potevano verificarsi.

Fig. 17. - Il Lago Garzonè, chiuso da una cerchia morenica frontale dello stadio di Gschnitz, analogamente al Lago di San Giuliano, che segue subito al di sotto. Nello sfondo la Presanella, imbiancata da una nevicata estiva (Fot. Gb. Dal Piaz).

Nel ramo orientale, dossi morenici chiudono la conchetta del Lago di Germénega quotato m 1962, e altro materiale a grossi blocchi accatastati ingombra la conchetta soprastante (m 2050 circa). Per i piccoli ghiacciai che hanno formato questi depositi, si può valutare l'altitudine del l.n. (climatico) a 2300-2350 m. Altri dossetti morenici si notano in altri punti, al centro o sui fianchi della valle, particolarmente attorno alla Malga Germénega di mezzo (q. 1869), dove però è difficile riunire questi resti in un sistema ben definito; ad Est della malga si allunga un terrazzo morenico sul fianco destro (appunti inediti di Gb. Dal Piaz), di cui ho trovato il prolungamento più a valle in due argini paralleli tra m 1800 e 1740, e ancor più in basso, ad Est di q. 1700. Ciò permette di delimitare un'antica lingua glaciale abbastanza larga all'altezza della malga, che andava a terminare appuntita poco sotto 1700 m. Una tale lingua poteva essere alimentata nel bacino superiore della valle, con esposizione a Nord, quando il l.n. orografico era a circa 2100 m (media dei punti estremi).

Non molto dissimili erano le condizioni nella vicina valle che contiene i graziosi laghi di San Giuliano e Garzonè; entrambi sono contornati verso valle da archi morenici frontali molto caratteristici, già descritti dal MERCIAI (1932) e rilevati dal COLBERTALDO (1942) e da Gb. DAL PIAZ (fig. 16 e fig. 17); si notano sui fianchi anche morene di sponda. Qui, tenendo conto della forma dei ghiacciai in questione, che presentavano una lingua pianeggiante e larga, il l.n. (orografico) va stimato un poco al di sotto della media dei punti estremi (m 2167), cioè a circa 2100 m ([1]). Per l'esposizione a Nord, si può passare ad un l.n. climatico attorno ai 2200 m. Si può concludere che nella Val Germénega e in quella di San Giuliano si trovano tracce accertate di ghiacciai vallivi che si formavano con un l.n. attorno ai 2200 m, cioè più basso del l.n. attuale di circa 600 m. Essi vanno attribuiti allo stadio di Gschnitz. Si trovano tracce di uno stadio ancora più antico (Sciliar) nella morena di sponda destra indicata da Gb. DAL PIAZ presso la Malga San Giuliano (fig. 16).

Una valletta secondaria che si getta direttamente nella Val di Genova ha origine in un circo a Nord del Monte Spadalone (m 2344), circo in cui si trovano la Malga Làmola e l'omonimo laghetto. Questo è appunto sostenuto da un arco morenico (ril. DAL PIAZ), a 2037 m; per il ghiacciaio di circo che lo formava, si può valutare, dato il forte riparo orografico, il l. n. climatico a 2250-2300 m.

Accenno qui al circo del Laghetto di Vacarsa (m 1912) che si trova a Sud-Est del Monte Spadalone, anche se non appartiene più al bacino della Valle di Genova; vi si osserva un argine morenico appoggiato sulla soglia che chiude il lago (ril. Gb. DAL PIAZ); un altro piccolo argine si allunga più in basso, ad Est di Malga Campostril. Si ricostruisce un ghiacciaio di circo esposto ad Est (con l. n. a 2150 m), che in una fase precedente era sceso forse verso i 1700 m.

Si può aggiungere che in questi circhi, come pure nella Val Germénega, si trovano degli archetti pseudomorenici da nevaio a varia altezza, fino a m 1700 (bassa Val Germénega). Essi non sono comunque riferibili ad uno stadio bene definito ([2]).

A proposito degli antichi ghiacciai si può concludere che nelle valli Germénega e San Giuliano, e nei monti vicini, vi sono le tracce manifeste di varie soste, che si possono riunire in due gruppi: una sosta principale con l.n. a circa 2200 m, e un'altra con l.n. a circa 2300 m; si tratta evidentemente di sottostadi dello stesso gruppo di Gschnitz.

VAL RENDENA.

Prima di considerare le altre valli del bacino del Sarca, conviene esaminare la valle principale di questo fiume, perchè in essa si prolungavano, per un certo tempo, le colate dei ghiacciai uscenti dalle valli di Genova, di Nambrone e di Campiglio. A questo proposito ho già ricordato una morena di sponda, formata da un ghiacciaio

---

([1]) Di 2110 m risulta infatti l'altitudine media del ghiacciaio corrispondente alla cerchia che chiude il Lago San Giuliano, sulla base di una mia ricostruzione e della corrispondente curva ipsografica.

([2]) Altri archetti accuratamente rilevati da B. ZANETTIN sul versante Sud del Monte Fornace (nella Val di Borzago), tra m 1950 e 2100, hanno probabilmente un'origine simile.

uscente dalla Valle di Nambrone, evidentemente unito al ghiacciaio della Val di Genova ([1]).

Già il PENCK si è chiesto dove terminasse questo ghiacciaio (PENCK e BRÜCKNER, 1909, p. 938), indicando come possibile che la fronte si trovasse fra Strembo e Spiazzo: ma una morena frontale qui non si trova, e ci si deve accontentare di fissare, in questo tratto, la posizione della fronte in modo puramente ipotetico.

Sono di un certo interesse i bei terrazzi che si trovano sul versante sinistro, a valle di Carisolo: sono disposti a varia altitudine, tra m 1050 e il fondovalle, in lembi spesso staccati tra loro, e non ben coordinabili. Il terrazzo più continuo è quello che sostiene i paesi di Massimeno e Bocenago ([2]), gradualmente più basso procedendo verso Sud,

FIG. 18. - Materiale morenico a grossi blocchi tonalitici, in Val Rendena, presso il ponte di Carisolo (cava sul fianco sinistro) (Fot. D. Colbertaldo).

passando da un'altezza di m 115 sul fondovalle a Massimeno, a m 50 a Bocenago; questo terrazzo sembra sulla continuazione del terrazzo morenico soprastante Pinzolo, ma è leggermente più basso. Raramente si trovano affioramenti che permettano di esaminare il materiale che forma questo terrazzo e quelli vicini. Il morenico, a volte

---

([1]) Anche il MARSON (1906, fig. a p. 549) indica delle morene presso Pinzolo, da riferire al ghiacciaio della Val di Genova; una morena di sponda appare disegnata sul fianco sinistro a Nord-Ovest di Carisolo, ma di essa non ho trovato traccia. Così pure non v'è traccia dell'arco frontale disegnato dal MARSON presso Pinzolo.

Si deve far notare che mentre l'argine o terrazzo morenico, di sponda sinistra, tra Carisolo e Pinzolo, è costituito da elementi tonalitici, e quindi farebbe escludere che si unisse al ghiacciaio un ramo scendente dal Gruppo di Brenta, in altri punti di questo versante, presso Carisolo, Pinzolo, Giustino, ecc., il morenico contiene elementi calcarei del Gruppo di Brenta (anche striati), oltre a tonalite sempre prevalente. Io ritengo che si sia qui conservata una certa quantità del morenico preesistente, forse anche vera e propria morena di fondo würmiana, successivamente in parte rimaneggiata e mescolata ad altri materiali, per formare i terrazzi ora descritti.

Non mi sembra il caso di parlare di sbarramento morenico della Val di Nambino o di Campiglio, per opera del ghiacciaio della Val di Genova (PENCK, 1909, p. 938).

([2]) Bene indicato sulla *Carta geologica del Gruppo di Brenta* (TREVISAN, 1939) e sul Foglio « Monte Adamello » della *Carta geologica delle Tre Venezie*. Vi accenna lo stesso TREVISAN a p. 79 della sua memoria (1939 a), e così pure il LEHMANN (1920, p. 41).

rimaneggiato, è dappertutto abbondante e in esso si trovano mescolate rocce molto varie, sia cristalline che calcaree (con prevalenza però della tonalite); al morenico si associano qua e là limitati depositi di alluvioni e detriti locali, evidentemente prodotti dal versante: questi depositi sembrano appoggiarsi sopra il materiale morenico e costituire la parte pianeggiante di alcuni lembi di terrazzo. Verso Bocenago prevale il materiale alluvionale.

Dal punto di vista morfologico il terrazzo di Bocenago sembra collegarsi con il sistema principale dei terrazzi di Tione (v. oltre). Però il graduale innalzamento verso Nord, fa pensare ad una sorta di antica conoide del Sarca lungo la sua valle, o piuttosto a vecchi depositi fluvioglaciali e morenici legati a una lingua glaciale nella parte alta della Val Rendena. Comunque tale terrazzo non indica nulla di sicuro sulla forma del ghiacciaio in questione.

Ricostruito, in via del tutto ipotetica, tale ghiacciaio con tutti i suoi vari rami, sulla base di un l.n. 600 m più basso del l.n. attuale, risulterebbe un rapporto di circa 1,8:1 tra le superfici della parte alimentatrice e di quella ablatrice. Da ciò si deduce come verosimile l'attribuzione allo stadio di Gschnitz. Tutti i valloni laterali della Val di Genova (escluse la Val Rocchetta, forse, e le valli affluenti della Val Seniciaga) dovevano contribuire largamente alla alimentazione di questo grande ghiacciaio. Come è noto, è difficile stabilire, per ghiacciai così estesi, quale doveva essere il l.n. corrispondente: è anche possibile che esso debba porsi ad altitudine un po' inferiore a quella di 600 m sotto il l.n. attuale; e in tal caso il ghiacciaio potrebbe essere attribuito a qualcuna di quelle oscillazioni che stanno fra lo stadio di Sciliar e quello « classico » di Gschnitz. Allo stato attuale delle conoscenze, non credo che sia possibile una migliore precisazione. E' certo poi che la lingua glaciale ha subito più d'una oscillazione lungo la Val Rendena, come si può arguire dalla molteplicità dei livelli di terrazzi sul lato orientale, e dalla molteplicità delle morene di sponda del ramo di Val Nambrone presso S. Antonio.

Il Penck parla anche di una lingua glaciale ancora più sviluppata, presumibilmente dello stadio di Bühl, che doveva allungarsi nel bacino di Tione fino alla stretta della Scaletta. In realtà mancano le corrispondenti morene di sponda, nè la carta geologica del Trevisan indica, sul luogo presunto della fronte, una morena frontale. Nella conca di Tione il fenomeno più vistoso è dato invece dai depositi alluvionali mirabilmente terrazzati, noti dalle descrizioni del Vacek e del Trevisan, e indicati nelle carte geologiche. Essi denotano un antico colmamento della lunga conca, seguito da reincisione. Di questa reincisione è responsabile l'intaglio della gola in roccia della « Scaletta », ad opera del Sarca (Trevisan, 1937, 1939 a).

Il sistema principale dei terrazzi di Tione si trova ad un livello di 560-580 m; poichè alla sua costruzione hanno partecipato numerosi torrenti laterali con le loro conoidi, si raggiungono su queste ultime altitudini un poco maggiori ([1]). Non si pos-

---

([1]) Ciò dicasi anche per le vecchie conoidi di Darè, Iavrè-Villa e Verdesina, in Val Rendena: esse appartengono allo stesso sistema della conca di Tione, ed il loro terrazzamento è dovuto alla medesima causa. Più difficile è trovare, in conoidi come queste, l'espressione delle piccole oscillazioni climatiche del cataglaciale würmiano, come ammette il Trevisan (1949, p. 621) a proposito della conoide di Verdesina. Da questo punto di vista, è vero, tale conoide potrebbe avere un particolare interesse perchè è, in parte, formata dal Rio Finale, nel cui bacino si possono fissare con grande precisione le vicende dei ghiacciai stadiali (come si vedrà più avanti). Tuttavia manca la possibilità di stabilire una esatta correlazione cronologica fra le oscillazioni glaciali a monte,

sono però coordinare con questo sistema i terrazzi più elevati che si incontrano nella bassa valle del Torrente Arnò, che sbocca presso Tione: un primo livello corrisponde ad un esteso terrazzo prativo sul fianco destro, che porta i fienili di q. 648. Un altro, più elevato ancora, è rappresentato, sulla destra del Torrente Arnò, da due lembi di un vecchio ventaglio alluvionale terrazzato, uscente dalla Val Bolbeno (q. 723) e, sulla sinistra, da una serie di piccoli lembi distribuiti, in modo molto evidente, lungo tutto il fianco vallivo, fino a Breguzzo, dove si coordina con la estesa superficie dei vecchi depositi alluvionali di Bondo e dintorni. Questi due livelli di terrazzi elevati si potreb-

Fig. 19. - Antichi depositi deltizi di ghiaie e sabbie, a stratificazione inclinata, messi a giorno in una cava presso Tione, allo sbocco della Valle del Torrente Arnò (Fot. G. B. Castiglioni).

bero attribuire ad uno sbarramento locale, limitato alla valle del Torrente Arnò, che vi abbia fatto depositare abbondanti materiali ghiaiosi (fig. 19). Si deve appunto riferire l'ipotesi del Penck, secondo cui un ghiacciaio della valle del Sarca sbarrava la strada a questo torrente [1]. Non ritengo però che ciò sia sufficiente per attribuire tale ghiacciaio ad un vero e proprio « stadio », inteso come oscillazione positiva del ghiacciaio

---

e le tappe della costruzione e della successiva incisione della conoide a valle. In ogni caso, ripeto, il terrazzamento della conoide è dovuto ad un fatto estraneo al bacino del Rio Finale, e cioè all'abbassamento del livello di base locale nella conca di Tione, come ha chiaramente messo in luce il Trevisan stesso (1939 a, e in Marinelli, 1948, tav. 12).

[1] Egli dice di aver trovato due piccoli delta, a 770 e a 690 m (1909, p. 938). Il carattere deltizio di queste alluvioni è provato da quanto si osserva in una cava di sabbia sopra Brevine (Tione), lungo la strada Tione-Breguzzo: in essa il materiale ghiaioso-sabbioso appare deposto in strati inclinati e incrociati (fig. 19). Al di sopra affiora del materiale più grossolano, a blocchi, anche tonalitici: senza dubbio esso non è in posto, e deriva da

stesso. Lo sbarramento poteva essere determinato semplicemente dal permanere, lungo il Sarca, di una grossa lingua glaciale in via di scioglimento, quando la valle del Torrente Arnò era già libera, e percorsa da un impetuoso corso d'acqua carico di materiale. Comunque non si trovano le morene di sponda corrispondenti a tale stadio.

In Val Rendena restano tracce di stadi ancora più antichi: si tratta di alcuni cordoni sul versante destro, residui delle morene di sponda di un ghiacciaio che doveva occupare con grande spessore tutta la valle, e poi continuare verso Sud. A destra dello sbocco della Val di Genova nella conca di Pinzolo, il bel terrazzo orografico di Malga Campo (q. 1734), sostiene alcuni argini diretti verso Est, morene di sponda della colata uscente dalla Val di Genova. Altri argini si osservano sopra Vigo Rendena, tra 1400 e 1500-1520 m (Ronca, Malga Rosa); altri ancora più a Sud (Zeller, q. 1378).

Sul versante opposto, il Vacek (1898) ha indicato un sistema di terrazzi morenici a quota un po' inferiore, tra 1400 m (sopra Pinzolo) e 1200 m (di fronte a Vigo Rendena), costituiti da materiale tonalitico. E' naturale pensare che le varie morene ricordate ora, non appartengano ad un'unica fase di deposizione.

VAL DI BORZAGO.

E' la prima di una serie di valli che si dirigono approssimativamente verso Est, raggiungendo la Val Rendena, percorsa dal Fiume Sarca, e che prendono origine dal prolungamento meridionale della catena del Carè Alto. Non presenta ramificazioni importanti, se non i due rami iniziali, separati da un crestone che scende direttamente dal Monte Carè Alto (m 3462). La valle sbocca dopo un percorso rettilineo, a Pelugo, a poco più di 600 m, con un gradino di un centinaio di metri. La parte più interessante è quella superiore, che si apre tra grandi montagne di tonalite, mentre la parte inferiore, scavata con fianchi regolari nelle formazioni di scisti cristallini, è più uniforme; non mancano qui i depositi morenici, sul fondo e sui fianchi (ril. D. di Colbertaldo), ma non vi è traccia di soste stadiali. Dei due rami iniziali, quello settentrionale, di Niscli, conserva l'omonima Vedretta, ormai staccata da quella di Lares, e ridotta ad un ghiacciaio di falda (Marchetti). Le morene storiche, rivestite di salici nani, si prolungano come costoni su un ripido pendio roccioso, ed indicano che nel secolo scorso si verificava una limitata biforcazione della lingua. Nell'insieme questa Valle di Niscli ha forma di conchiglia, con il fondo nella conca di Malga Niscli (m 1960); il fianco sinistro ha forma di anfiteatro, ben soleggiato, circondato dalla cresta Monte Coel (m 2872) - Passo Altar (m 2388); nella parte inferiore di questo pendio si stendono obli-

---

rimaneggiamento di morenico del pendio soprastante. Non v'è quindi motivo di interpretare le alluvioni come interglaciali (cfr.: Trevisan, 1939 a, p. 80, e la sua carta geologica).

Un altro limitato affioramento di materiale ghiaioso, ad altitudine superiore al sistema principale dei terrazzi di Tione, esiste presso l'Ospedale, poco a Nord di Tione. Materiali ghiaiosi di carattere alluvionale formano anche il piccolo costone di q. 734, ad Ovest dello sbocco della Val Ridever, sopra Giugià. Qui però manca la forma a terrazzo.

quamente numerose dorsali moreniche non molto pronunciate, certo assai meno che le morene recenti. Alcuni dossi allungati passano a Nord e ad Est di Malga Niscli, e si dirigono verso il gradino sottostante. Mi sembra di poter ricostruire un ghiacciaio che, alimentato dalla parte occidentale, più elevata, della conca, fino ai pendii che scendono dai Pozzoni, si adagiava nel fondo, appoggiando le sue morene sul fianco sinistro in parte scoperto. Evidentemente esso usciva dalla conca di Malga Niscli sorpassando un alto gradino, per scendere fin verso la Malga Coel di Pelugo (m 1440), senza che si possa stabilire la posizione della fronte. Attribuisco questo ghiacciaio allo stadio di Daun, e ritengo probabile che esso ricevesse un importante contributo di ghiaccio dalla parte meridionale dell'attuale Vedretta di Lares (fig. 15).

L'altro dei due rami iniziali è rappresentato dalla Val Conca, che mette alla Bocchetta di Conca. I due fianchi sono nettamente asimmetrici: quello destro è stretto e sormontato da una cresta piuttosto uniforme. Quello sinistro, assai più esteso, sale fino alla vetta piramidale del Carè Alto, e rappresenta per così dire un lato di questa grande piramide, pilastro di Sud-Est del Massiccio dell'Adamello. L'esposizione a Sud-Est consente solo l'esistenza di un piccolo ghiacciaio, annidato nella parte più alta del pendio compreso tra i due spigoli della piramide.

Le sue morene del secolo scorso sono distese orizzontalmente a circa 2750 m d'altitudine. Poco sotto i 2600 m comincia qualche traccia delle morene dauniane, conservate solo su qualche sporgenza rocciosa, perchè il ghiacciaio di quello stadio rivestiva quasi tutto il pendio. Invece non ho visto morene lungo il fondo della valle, per cui non è possibile sapere dove arrivasse il ghiacciaio. Anche qui si può affermare che le morene dello stadio di Daun sono meno abbondanti di quelle recenti, presumibilmente perchè le creste e le pareti rocciose, nel Daun, emergevano sulla superficie del ghiacciaio assai meno che nei tempi più vicini a noi, e quindi offrivano minor presa al disfacimento meteorico, e scaricavano minor quantità di detrito.

VALLE DI SAN VALENTINO.

Questa valle assomiglia molto, complessivamente, alla Val di Borzago, ma è meno aperta alla testata, poichè comincia con due valloni piuttosto stretti, non paragonabili ai due rami iniziali dell'altra. Il vallone di sinistra (Val di Cavento) ha direzione SSE, e incomincia da un'anticima del Monte Carè Alto, quotata 3361 m, secondo la carta I.G.M.. Ivi persiste un piccolo ghiacciaio di circo esposto a Sud. L'altro ramo, di destra (Valletta alta), è un vallone molto stretto, chiuso tra creste elevate (Cima Cop di Casa, m 2965), diretto verso Nord-Est. Alla confluenza dei due rami la valle è ripidissima, e continua assai ripida fino a circa 1400 m, ove comincia a farsi più regolare, entrando nella formazione degli scisti cristallini.

Nella Val di Cavento, indicata anche col nome di Val Dossaccio nella *Guida* del Saglio (1954), la ricostruzione dei ghiacciai dauniani si può fare in modo molto esatto, grazie all'andamento abbastanza pianeggiante del tratto in cui si depositavano le morene, sui 2400 m s. m., a monte del brusco gradino di confluenza. La ripidità dei monti circostanti determinava, nel Daun, un forte apporto di materiale alle morene. La cerchia più esterna arriva proprio sull'orlo del gradino, a 2300 m; sul lato destro si può seguire una morena laterale sul costone che sale al punto trigonometrico 2540, e anche più in alto, fino a 2600 m; sulla sinistra una morena di sponda sale al dossetto di q.

2450, che veniva abbracciato dal ghiacciaio: infatti ad Est di esso, in un valloncello secondario che mette nella « Valletta bassa », si insinuava un lobo glaciale laterale, ben ricostruibile in base alle morene che formano un arco con fronte a m 2325; di qui si segue ancora la morena di sponda fino a m 2500. Il ghiacciaio veniva alimentato dal vallone principale, da quasi tutto il fianco destro, e dal vallone di destra che si origina sotto q. 2905 (Cresta di S. Valentino della carta T.C.I.).

L'altitudine media di questo ghiacciaio era di circa 2700 m, e a questa altitudine si notano pure le tracce più elevate di morene deposte sui pendii del fianco Ovest. Possiamo porre il l.n. climatico a 2600-2650 m, per tener conto dell'esposizione prevalente a Sud; l'abbassamento rispetto al l.n. attuale sarebbe allora di 250-300 m, ciò che concorda con l'attribuzione allo stadio di Daun (fig. 15).

Qui non si vedono tracce di morene più avanzate che facciano pensare a soste, sempre dauniane, più antiche: invece tre, o forse quattro cerchie più arretrate testimoniano l'esistenza di soste più tarde. Si potrebbe attribuire la più interna, rappresentata da un argine arcuato sulla sinistra del torrente, presso q. 2427, allo stadio di Egesen.

Nella Valletta Alta si distingue un bell'argine sulla destra, che va a terminare sopra il laghetto, presso q. 2227 (Colbertaldo, 1942). Trovandosi in un vallone molto riparato, un ghiacciaio dauniano avrebbe dovuto spingersi un poco più in basso; perciò è possibile che anche questo appartenga allo stadio di Egesen (l. n. climatico 2700 m).

Altre morene, all'incirca dauniane, si scorgono in un circo del versante destro della Val San Valentino, sopra Malga Mandrone (Colbertaldo, 1942).

Sull'importante riempimento morenico del tratto finale della valle, allo sbocco nella Val Rendena, si veda il lavoro del Solaini (1951).

VALLE DEL RIO FINALE.

E' una valletta assai corta, che sbocca in Val Rendena, presso Verdesina, poco a monte di Tione. Merita una descrizione particolare per lo speciale interesse che presentano i suoi depositi quaternari (fig. 20).

Alla testata della valle sta il Craper di Stracciola (m 2542), da cui si diramano verso Est e Sud-Est alcune creste rocciose. Tra queste prendono origine, con piccoli circhi, due vallette, la Valsorda e la Valbona, i due rami principali della valle del Rio Finale. Essa ha complessivamente forma asimmetrica, poichè l'asse principale, rettilineo, sul prolungamento della Valsorda, rimane addossato al margine sinistro del bacino idrografico, mentre il versante destro è assai più ampio, e comprende, dopo gli elevati pianori dell'alta Valbona (m 2200-2050), altre conche aperte, esposte verso Nord-Est, protette dalla non elevata Costa di Cengledino, che delimita a Sud il bacino.

La mia attenzione fu attirata su questa valle dal semplice esame della carta topografica: sul fianco sinistro della valletta del Rio Finale, tra 1500 e 1200 m d'altitudine, le curve di livello mettono in evidenza un lungo e pronunciato costone subparallelo al torrente, in rilievo anche rispetto al versante esterno, che guarda verso la Val Rendena: l'andamento di questo costone appariva quello tipico di un argine morenico di sponda di un ghiacciaio scendente lungo il Rio Finale. La ricerca sul terreno ha confermato questa interpretazione: il costone boscoso, che si inizia, in alto, nei prati attorno a q. 1522, è composto di materiale morenico, in cui sono presenti solo ciottoli di scisti

cristallini, mentre è assente la tonalite; si tratta quindi di morenico locale; nel bacino del Rio Finale infatti non affiora mai la tonalite, che invece abbonda tra gli erratici del versante della Val Rendena, fino a circa 1300 m. Il costone si perde, avvicinandosi al Rio Finale, intorno a 1150 m, e nel morenico sparso dei pendii sottostanti diventano prevalenti gli elementi tonalitici, assieme alle analoghe rocce in facies porfirica provenienti dal Corno Alto, a scisti cristallini, ecc.

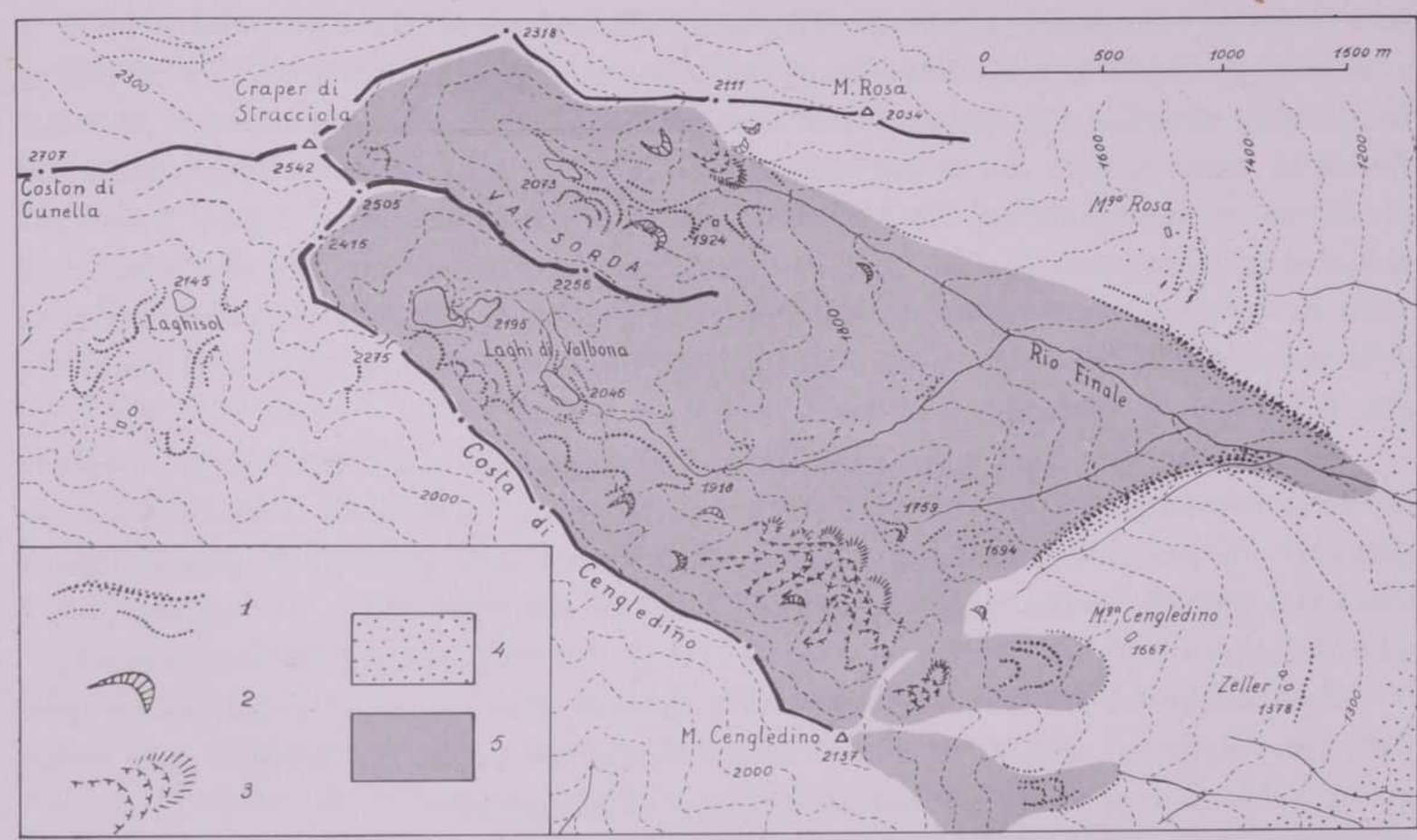

Fig. 20. - La valletta del Rio Finale (tributaria della Val Rendena), e le zone adiacenti.

Sono rappresentate, a trattini, le isoipse ogni 100 m.

1. Argini morenici.
2. Archi detritici pseudomorenici.
3. Colate di pietre.
4. Morenico sparso.
5. Aree occupate dai ghiacciai dello stadio di Sciliar (dove è possibile una ricostruzione).

La distinzione tra il costone morenico del Rio Finale e le morene della Val Rendena è resa anche più netta dalla disposizione a terrazzi e cordoni suborizzontali dei depositi morenici sul versante che guarda la Val Rendena, nel tratto sotto Malga Rosa, tra 1400 e 1525 m s. m.. Si delineano cioè in questo versante delle morene di sponda dell'antico ghiacciaio del Sarca, le quali appaiono troncate dalla morena del ghiacciaio del Rio Finale.

Accertati questi fatti, ho cercato altri indizi per la ricostruzione di quest'ultimo ghiacciaio: sempre sul versante sinistro, un breve argine morenico, sulla continuazione di quello ora descritto, si trova a Sud del Monte Rosa, a 1700 m; un altro tratto di argine, formato da grossi blocchi angolosi, si trova più in alto, fino a m 1910, dove si perde visibilmente tra antichi depositi detritici e pseudo-morene di nevaio, a Sud-Est di q. 2111.

Sul lato destro, un lungo e forte costone morenico comincia intorno a q. 1694, a Nord-Ovest della Malga Cengledino, e scende ripidissimo verso il fondo della valletta, terminando in un dossetto intorno a 1250 m. Qui l'erosione ha alquanto modificato la morfologia originaria, ma la corrispondenza con la morena del lato opposto è ancora abbastanza evidente.

Si configura così un antico ghiacciaio che traeva alimento dalla Valsorda, dalla Valbona e da tutto il fianco destro della valle fino al Monte Cengledino (m 2137), nel quale termina la Costa di Cengledino. Il bacino collettore risulta assai ampio. La lingua, di forma triangolare, piuttosto corta e ripida, terminava forse intorno a 1000 m s. m. o un poco più in alto; lo spessore della lingua si può valutare in 150 m per un certo tratto, essendosi ben conservata la morena laterale: una lingua dunque piuttosto gonfia, in rapporto alla sua scarsa lunghezza, che però non può venir determinata con precisione. L'esposizione era ad Est. Malgrado qualche incertezza, si può ricostruire abbastanza esattamente il ghiacciaio, e calcolarne l'altitudine media, che risulta di 1940 m; questo dato è indicativo per il l.n., ed è confermato dall'altitudine massima delle morene di sponda che, come si è visto, sul fianco sinistro risulta di 1910 m. Dunque, il l.n. doveva trovarsi sui 1900-1950 m.

Se poniamo, in prima approssimazione, il l.n. attuale sui 2800 m, il dislivello risulta di 850-900 m, dislivello caratteristico per lo stadio di Sciliar. Trattandosi di un ghiacciaio di una valle secondaria, che sboccava in una valle principale probabilmente libera dai ghiacci, risulta assai verosimile l'attribuzione allo stadio di Sciliar come è stato definito in origine (Klebelsberg, 1927, p. 290) e precisato successivamente.

Nel bacino del Rio Finale vi sono altri depositi glaciali caratteristici anche nelle parti elevate, di cui occorre fare menzione. Inizierò dal ramo di Valsorda, per venire poi in Valbona, e al versante Nord della Costa di Cengledino.

Attorno al laghetto di Valsorda (q. 2073) si notano delle caratteristiche morene, di un piccolo ghiacciaio annidato alla testata della valle, ma specialmente raccolto sotto il fianco Nord del Dosso delle Galline. Altri argini morenici si spingono più in basso, con una morena di sponda sinistra appoggiata ad un costone al centro della valletta, e un arco frontale presso Malga Valsorda (q. 1924). Il dossetto di Malga Valsorda è sormontato da una morena d'ostacolo che indica una biforcazione del ghiacciaio: un ramo scendeva a Nord-Est (nella conca con piccola sorgente), un ramo secondario deviava a Sud-Est sotto lo sperone del Doss delle Galline. Questo ghiacciaio, che corrisponde ad una fase di maggiore sviluppo, poteva avere la fronte a circa 1800 m; dalla media dei punti estremi si ricava un l.n. a circa 2170 m. Nelle soste più arretrate il l.n. poteva esser salito a 2230 e a 2300 m circa. Si tratta dunque di ghiacciai gschnitziani, che anche in altre valli abbiamo visto caratterizzati da soste molteplici.

Si notano in questa valletta anche alcune pseudo-morene di nevaio, con blocchi non elaborati disposti ad arco (tra m 2000 e 2100) e una colata di pietre, antica pietraia semovente, che, originatasi sotto la cresta del fianco Nord (m 2100 circa) è discesa verso la conchetta a Nord di Malga Valsorda (sorgente; m 1900 circa). Non è più attiva, ha esposizione a Sud-Est, ed è evidentemente posteriore al ghiacciaio gschnitziano che scendeva, da altra direzione, ad occupare la stessa conchetta. Si può supporre che questa pietraia si sia formata alla fine dello stadio di Gschnitz.

Nella Valbona, che presenta ripetuti gradini e conche occupate da graziosi laghetti, esistono pure abbondanti argini morenici; gli archi meglio delineati si trovano immediatamente sotto alla cresta della Costa di Cengledino (quote 2237, 2289, 2275), e furono formati da minuscoli ghiacciai (in qualche caso semplici glacio-nevati) ripidi e ben riparati. Son ben riconoscibili nello stesso luogo anche le morene di un ghiacciaio più esteso, ma sempre molto addossato al fianco meglio riparato della valle: esso formava una piccola lingua fino a q. 1918, e si può seguirne verso l'alto le morene fino al piccolo istmo che separa i due laghetti più alti (q. 2195). Si vedono le tracce di una estensione ancora maggiore di questo ghiacciaio, che in un primo tempo occupava per intero le conche dei laghi di Valbona, ma si tratta di morene poco rilevate, costituite da materiale molto scarso. Interviene qui il noto fenomeno, per cui sono assai potenti le morene dei piccoli ghiacciai, e invece meno rilevate quelle dei ghiacciai più estesi che occupavano in precedenza le medesime conche.

Nell'insieme però questi depositi sono ben conservati, perchè il terreno è abbastanza pianeggiante, e scarsamente solcato da corsi d'acqua, data la piccolezza del bacino. Per il ghiacciaio che formava le morene principali, con fronte a q. 1918, si può valutare l'altitudine del l.n. poco sopra i 2200 m.

Sul versante Nord-Est della Costa di Cengledino, nel tratto compreso fra q. 2237 e il Monte Cengledino (m 2137), altri abbondanti depositi morenico-detritici occupano due ampie conche poco profonde, a forma di circhi molto aperti. Il terreno, costituito da materiale detritico ben rivestito dalla vegetazione a piccoli arbusti, è tutto ondulato da rughe e dorsali di forma arcuata, che nell'insieme lasciano individuare la forma di due colate principali, convergenti verso un punto centrale. L'archetto più avanzato, con aspetto di morena frontale, si spinge fin quasi a 1760 m; gli altri possono essere veri archi morenici, ma in parte sembrano piuttosto le rughe arcuate di estese pietraie semoventi, ora completamente fissate. In ogni caso l'abbondanza dell'accumulo di materiale detritico in queste due conche sembra sproporzionato allo scarso rilievo delle creste circostanti, dai fianchi ormai raddolciti, senza vere pareti. Sembra giustificato interpretare queste formazioni come dovute all'opera di un'intensa nivazione del passato. In queste conche pianeggianti, sui 1900-2000 m, esposte a Nord-Est, anche oggi gli accumuli di neve sono certo notevoli. La vegetazione stessa sembrerebbe caratteristica dei luoghi molto nevosi; i rododendri, molto fitti, si alternano con alte pianticelle di ginepri e mirtilli, mentre gli ontani rivestono i pendii più ripidi, assieme a rari pini mughi. Il limite superiore del bosco si tiene alquanto più basso, sui 1800-1850 m.

Un piccolo circo a NE del Monte Cengledino presenta, in una conchetta sui 1900-1950 m, una bella colata di pietre grossolane, ancora nuda di vegetazione. Si tratta anche qui di una formazione assai antica, poichè i fianchi del monte soprastante, a pendio regolare, sono tutti coperti di vegetazione. E' questa sicuramente un'antica pietraia semovente, allungata per circa 200 metri, con una tipica cordonatura arcuata trasversale ed una fronte ripida, pure arcuata. Nella sottostante conca di Malga Cengledino, solo in misura limitatissima sono scesi blocchi di questa colata, trattenuta da una specie di soglia in roccia, che la fa deviare verso Nord. Certamente però traboccava, in precedenza, un piccolo ghiacciaio che ha lasciato nella conca che guarda Malga Cengledino (conca detta « Busa de le fede ») dei caratteristici archi morenici. L'arco più esterno, regolarmente disposto ad ampio semicerchio, scende fino a circa 1660 m s. m. a Sud della malga. Si può valutare per il corrispondente ghiacciaio un l. n. a

circa 1850 m, altitudine simile a quella del vicino ghiacciaio della Val Finale, attribuito allo stadio di Sciliar.

Un altro circo non dissimile si apre a Sud-Est del Monte Cengledino, e vien detto « Busa de la neve ». Sul suo fondo, e nei pendii boscosi sottostanti, si sviluppano degli archi morenici tra q. 1765 e l'isoipsa di m 1700, mentre un grosso argine si prolunga anche più in basso, fino a tagliare la mulattiera. Anche qui si può porre il l. n. a 1900 m (1850 per il ghiacciaio che scendeva sotto la mulattiera).

Sotto Malga Cengledino, nei bei prati di Zeller (m 1378) sul fianco della Val Rendena alle spalle di Tione, un terrazzo è evidentemente sostenuto da un argine morenico ad andamento suborizzontale, coronato da alcuni enormi massi di scisti; esso si trova sulla continuazione degli analoghi argini e terrazzi già descritti a Nord del Rio Finale, e rappresenta una morena di sponda di un ghiacciaio della Val Rendena.

In conclusione, per la Valle del Rio Finale e per i circhi ad Est del Monte Cengledino, si può stabilire la seguente successione: dopo la fusione del ghiacciaio di Val Rendena e delle Giudicarie che ha lasciato le morene laterali sul fianco della valle a 1500-1400 m (1378 a Zeller), un nuovo abbassamento del l.n. fino a circa 1900 m ha determinato lo sviluppo di un notevole ghiacciaio nella Val Finale, che si prolungava fino a circa m 1000 s. m.; contemporaneamente altri minori ghiacciai si formavano nei circhi ad Est del Monte Cengledino. Questi ghiacciai si possono riferire allo stadio di Sciliar.

Nel successivo stadio di Gschnitz, caratterizzato da più soste successive, il l.n. si venne a trovare sui 2150-2200 m, e poterono formarsi due ghiacciai, lunghi un paio di chilometri, rispettivamente nella Valsorda e nella Valbona, scendendo con la fronte fino a 1800-1900 m s. m.; nella fase più recente dello stesso stadio di Gschnitz rimasero numerosi piccoli ghiacciai nei luoghi più riparati. Nei circhi subito a Nord del Monte Cengledino non è ben chiara la storia dei ghiacciai durante lo stadio di Gschnitz; comunque, per la scarsa altitudine dei monti circostanti, quando il l.n. (climatico) si trovava sui 2150 m, essi non potevano essere che piccolissimi. Si formarono allora delle estese pietraie, per effetto di una intensa disgregazione meteorica, resa possibile appunto dal clima « periglaciale »; anzi è probabile che, proprio per questo fenomeno, le creste che circondano questi circhi abbiano subito, durante lo stadio di Gschnitz, una considerevole degradazione, ed abbiano assunto le forme attuali « mature ». Una tipica pietraia semovente si formava, alla stessa altitudine, verso la fine dello stadio di Gschnitz, anche nella Valsorda.

Dopo quello stadio non sembra che la morfologia di questi luoghi si sia modificata sensibilmente. Per la scarsa altitudine, durante lo stadio di Daun tutto il bacino rimase al di sotto del l.n.; soltanto alla testata della Valsorda, nel circo più elevato, presso il Craper di Stracciola (m 2542), si raccolse forse un minuscolo ghiacciaio o un semplice nevaio.

VAL DI BREGUZZO.

E' la più meridionale delle valli tributarie del Sarca, scendenti dal versante orientale dell'Adamello. Ad essa appartengono due rami di uguale importanza: l'alta Val di Breguzzo, con direzione da Nord-Ovest a Sud-Est, e la Val d'Arnò, che la incrocia con un angolo di 90° gradi, da destra. Il torrente Arnò, uscendo dalla Val di Breguzzo,

sbocca tra Bondo e Breguzzo (non lontano dalla Sella di Bondo, m 817, che forma lo spartiacque verso il bacino del Chiese), nel solco principale delle Giudicarie, e lo percorre per un certo tratto verso Nord-Est, per sboccare finalmente nel Sarca a Tione. Quest'ultimo tratto ha dunque direzione opposta al movimento dell'antica colata glaciale proveniente dalla Val Rendena, ed è noto che un ramo importante del ghiacciaio del Sarca, al tempo delle grandi glaciazioni, risaliva questo tratto di valle per scendere verso il bacino del Chiese.

Molte cime alla testata toccano il l. n., ma per l'esposizione dei pendii sottostanti non vi sono ghiacciai. Solo presso le « Porte di Danerba », al riparo della Cima d'Arnò (o Corno d'Arnò, m 2849) è stato segnalato un nevaio (Colbertaldo, 1943). Negli alti circhi, a fondo inclinato, alla testata di entrambe le valli, dovevano estendersi ghiacciai dauniani, dei quali però non sono note morene; probabilmente esse non si sono deposte per la mancanza di superfici pianeggianti. Solo a Nord di Cima Agosta e a Nord dell'anticima della Uzza (q. 2680 della carta I. G. M.) si trovano alcune formazioni moreniche segnalate dal Colbertaldo.

Più importanti, specialmente in Val d'Arnò, sono i resti morenici riferibili allo stadio di Gschnitz. Lungo il Torrente Boldone, poco sopra q. 1570, ho potuto individuare una cerchia morenica frontale, che va attribuita ad un ghiacciaio scendente dal grande circo di valle compreso tra la Uzza (anticima q. 2680), la Cima di Valbona (m 2889), il Corno d'Arnò (m 2849) e il Creper Vac (m 2816). Si può valutare per questo ghiacciaio un l.n. a circa 2250 m (esposizione ad Est), con un abbassamento di 550-600 m rispetto al l.n. attuale.

La conca di Malga d'Arnò ospita degli accumuli morenici di grande spessore. La malga stessa (q. 1558) giace all'estremità di un ampio terrazzo bene esposto verso mezzogiorno, limitato da scarpate ripide sia verso Sud-Ovest, ove il Torrente Boldone ha inciso un profondo intaglio nella roccia calcarea, sia verso Sud-Est, ove affiorano materiali morenici fino al torrente. Non è del tutto facile dare un significato ai dossi morenici che in parte sovrastano il terrazzo, presso la Malga, in parte si prolungano verso Est, fino al di sotto dei 1400 m; soprattutto non è facile valutare l'entità dei fenomeni di erosione e rimaneggiamento di queste morene dopo la loro deposizione. Ad ogni modo, gli argini che si protendono verso Est, presuppongono un'antica fronte glaciale presso Casina Nuova (q. 1360). Due piccoli archi morenici presso il torrente principale, a circa 1400-1420 m d'altitudine, di forma semicircolare, indicherebbero un'altra sosta della fronte glaciale a questa altitudine. Infine, sulla destra del Torrente Boldone, un lungo argine morenico e altri due più corti, si distendono tra m 1550 e il ponticello di q. 1442, tenendo separati, per un certo tratto, questo torrente e il Rio Maggiasone.

Data la composizione di questi depositi, in cui prevalgono blocchi di tonalite, è evidente il trasporto da parte di ghiacciai alimentati nell'alto bacino del Boldone. Dall'altitudine probabile della fronte (1360 e 1400 m) si ricava la corrispondente posizione, approssimativa, del l.n. a 2125-2150 m (abbassamento rispetto al l.n. attuale, circa 650-700 m). Anche queste morene possono quindi rientrare nel gruppo Gschnitz.

Sul fianco destro della Val d'Arnò si apre l'ampio circo di valle dell'Alpe Maggiasone. L'esposizione è favorevole allo sviluppo dei ghiacciai (con notevole riparo orografico da Sud), però l'altitudine delle creste è in generale piuttosto scarsa (tra i 2430 e i 2250 m sul lato

Sud, 2680 m sul lato Ovest: la Uzza); così nello stadio di Gschnitz poteva formarsi qui solo un ghiacciaio che non raggiungeva la conca di Malga d'Arnò. La fronte doveva trovarsi in corrispondenza ai depositi morenici indicati dal COLBERTALDO sotto Malga Maggiasone, sui 1700 m.

Altri caratteristici depositi morenici si trovano nei circhi più orientali, a Nord della cresta che va dal Monte Corona al Monte Benna. Qui esistevano, nello stadio di Gschnitz, soltanto dei ghiacciai di circo.

Nel bacino dell'alta Val di Breguzzo, una morena nella Val Agosta, a Nord del Monte Camparadùr, sui 2000 m, va anch'essa attribuita ad un locale ghiacciaio gschnitziano. Non concordo invece col COLBERTALDO a proposito dei presunti argini morenici sul Monte Camparadùr stesso (m 2122), poichè le lunghe creste allungate e parallele che ne formano la parte sommitale sono dovute sicuramente all'affiorare di banchi verticali di scisti assai resistenti all'erosione, con direzione SO-NE; origine del tutto simile hanno le cornici suborizzontali che attraversano il sottostante pendio fino a Malga Camparadùr, già sul versante che guarda la Val d'Arnò. La presenza di morene in quel punto sarebbe del resto inspiegabile (Cfr. COLBERTALDO, 1943).

Sul fianco sinistro dell'alta Val di Breguzzo, in un vallone ampio e ripido che contiene il Laghisòl (q. 2145), ho riconosciuto una serie di caratteristici archi morenici attribuibili al gruppo Gschnitz. Una parte di essi si trova sul lato destro del vallone (ad Ovest del Laghisòl), tra 2000 e 2150 m. Si tratta di cordoni arcuati, talvolta con notevole potenza, che delimitavano un antico ghiacciaio di falda esposto a Sud, ripido, alimentato in prevalenza dalle valanghe cadute dal Costone di Cunella (q. 2707) e dal Tov Bianco (q. 2563-2450). Si delinea anche una piccola linguetta glaciale con fronte a 2000 m; il morenico, costituito da elementi di roccia tonalitica, scende fino a m 1900 circa (Malga Laghisòl). Il l. n. orografico poteva essere sui 2350 m, quello climatico sui 2200 (fig. 20).

Un piccolo ghiacciaio si trovava pure nella parte più alta del vallone, nel circo annidato sotto il Craper di Stracciola (m 2542), con esposizione a Sud-Sud-Ovest. Una bella morena frontale si trova a m 2200, subito ad Est del Laghisòl (l. n. orografico m 2370, climatico 2200 circa). A Sud del Laghisòl scendeva in basso una lingua glaciale ripidissima, che ha lasciato argini morenici laterali tra m 2150 e 2000 e una morena frontale a 1920 m. Il ghiacciaio era protetto ad Est dal costone di q. 2184, ed era alimentato da valanghe scendenti da una cima senza nome, posta alla testata della Valbona, di circa 2450 m. Il l. n. orografico va posto in questo caso attorno ai 2200 m, cioè alquanto più in basso che nei casi precedenti.

Un minuscolo ghiacciaio doveva esistere anche in un altro valloncello un poco più ad Est, non lontano da q. 2275 (vicino alla cresta che separa la Val Breguzzo dalla Valbona). Esso ha lasciato piccoli cumuli morenici in pendio sui 2200-2260 m, con piena esposizione a Sud (l. n. orografico 2340, climatico 2200 m circa).

Questi ghiacciai si possono ritenere all'incirca coevi di quelli già descritti nell'alta valle del Rio Finale (Valsorda e Valbona), a breve distanza.

Confrontando la Val d'Arnò con l'alta Val di Breguzzo, risulta chiaro che un grosso ghiacciaio doveva formarsi anche in quest'ultima durante lo stadio di Gschnitz. L'unica traccia, a me nota, di questo, è rappresentata da un doppio argine morenico allo sbocco della Val d'Arnò, che interpreto non come morene frontali del ghiacciaio di Val d'Arnò (SALOMON, 1908, p. 184; COLBERTALDO, 1943), ma appunto come morene di sponda di un ghiacciaio della Val di Breguzzo, che sbarrava la Val d'Arnò [1] Sebbene le due valli abbiano, a monte della confluenza, ampiezza di bacino circa uguale, tuttavia, nello stadio di Gschnitz, è certo che la Val di Breguzzo offriva possibilità migliori dell'altra per lo sviluppo di un ghiacciaio vallivo: soprattutto per l'elevata

[1] Le morene allo sbocco della Val d'Arnò risultano composte di blocchi di tonalite. Questa roccia è relativamente assai più abbondante nel bacino dell'alta Val di Breguzzo che in quello di Val d'Arnò, e ciò indica appunto come più verosimile la deposizione da parte di un ghiacciaio della Val di Breguzzo.

altitudine dei monti lungo gran parte del perimetro. All'alimentazione dell'antico ghiacciaio contribuiva anche il circo di valle compreso fra il Creper Vac (m 2816) e la Cima Agosta (m 2582), tutto esposto a tramontana. Invece, come si è visto, nella Val d'Arnò tutto il fianco destro alimentava solo singoli ghiacciai che non si univano alla colata principale. Con la maggiore ampiezza del bacino alimentatore si spiega dunque la maggiore lunghezza della lingua glaciale nella Val di Breguzzo; essa oltrepassava la confluenza delle due valli, dove aveva uno spessore di circa 100 m, e andava a terminare forse un paio di chilometri più in basso; non si può dir nulla della posizione della fronte, perchè non si son trovate morene frontali.

Fig. 21. - Gola del Torrente Arnò presso Breguzzo.

Essa è incisa entro la dolomia norica, a banchi raddrizzati lungo la « linea delle Giudicarie ». A destra del rilievo intravallivo, isolato dall'erosione, si estendono antichi depositi alluvionali terrazzati, sui quali è costruito l'abitato di Breguzzo. Essi mascherano con ogni probabilità un vecchio alveo sepolto (Fot. G. B. Castiglioni).

L'abbondante morenico che riveste i fianchi della parte inferiore della valle, va riferito ai ghiacciai degli stadi pre-gschnitziani. Il Colbertaldo, descrivendo queste formazioni (1943) parla di un vero sbarramento morenico della valle, al suo sbocco; e infatti ad uno sbarramento si deve pensare, se si considera lo spessore dei depositi morenici, specialmente sul fianco sinistro, sotto Blano e Predamora. La forma a terrazzo riconoscibile su entrambi i fianchi, sui 1000 m, rende evidente l'intaglio del solco attuale, da parte del torrente, attraverso i depositi morenici. Ma non vi sono indizi sufficienti per la ricostruzione di un antico ghiacciaio; il vallo morenico frontale segnalato dal Salomon (1908, p. 184) a Bondo, secondo me non si può riconoscere.

Il tratto terminale della valle del Torrente Arnò, tra Bondo e Tione, è interessante, più che per il morenico, per i depositi alluvionali terrazzati cui si è già accennato.

Il riempimento alluvionale ha, fra l'altro, sepolto un vecchio solco torrentizio, presso Breguzzo (fig. 21).

Lungo il versante sinistro di questo tratto di valle si distendono, sui 1300 m d'altitudine, le lunghe dorsali prative, parallele all'andamento della valle, comprese tra le Pozze Buge, la Val di Bla, le Sole e Predamora. Alcune di queste dorsali sono evidentemente forme selettive dovute all'affioramento di banchi verticali di rocce del Trias o del Permiano; altre però sono costituite da materiale morenico proveniente dalla Val Rendena, e cosparse anche di grossi massi erratici (Colbertaldo, 1943). I più elevati di questi argini morenici si trovano sui 1400-1450 m, verso occidente. Essi rappresentano morene di sponda destra dell'antico ghiacciaio della Val Rendena.

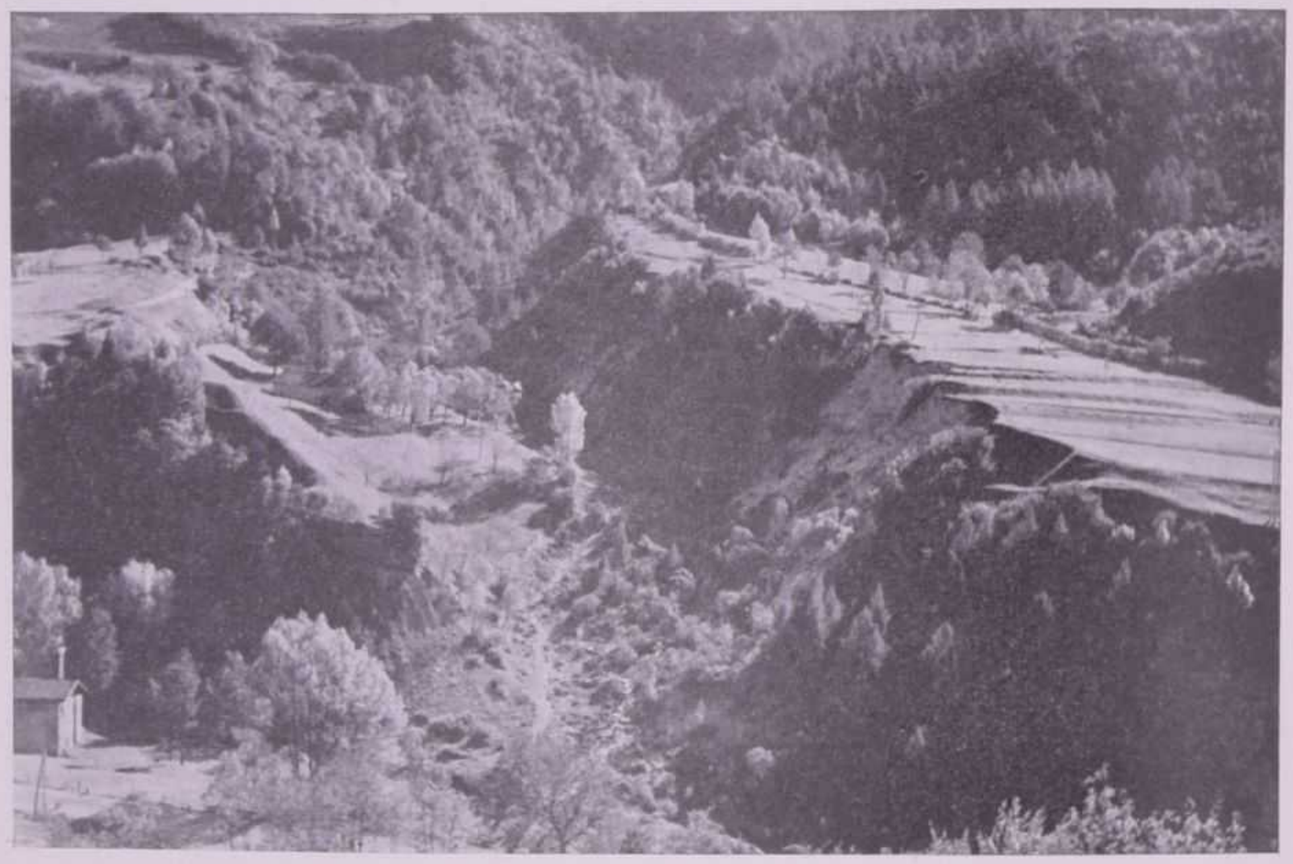

Fig. 22. - Vecchia conoide alluvionale terrazzata, lungo la valle del Torr. Adanà (affluente R. di Marac).
(Fot. Tietze, Società Idroelettrica Alto Chiese).

Ad altezza simile, si trovano altre morene anche nella stessa Val di Breguzzo: sul lato destro, sui fianchi della ripida Val Cenglina (sotto il Monte Benna), sporgono i residui di una morena insinuata dell'antico ghiacciaio della Val di Breguzzo: a Nord della valletta laterale essa forma un costone prativo, su cui giacciono numerosi masi, culminante a q. 1468; a Sud si trova un piccolo argine al limite del terrazzo sotto Curadure (m 1425 circa); un altro terrazzetto si trova circa 20 m più in alto ([1]). Abbondano elementi rocciosi caratteristici del versante destro della Val di Breguzzo: oltre a micascisti e gneiss, arenarie rosse, conglomerati del « Verrucano », vari tipi di calcari, arenarie metamorfiche; il materiale è poco elaborato.

Altri terrazzi morenici si prolungano da questo luogo verso Sud, ad altitudine simile, sul versante che guarda verso il Monte Gaiola e Roncone (Valle del Rio Adanà).

([1]) Forse potrebbe esservi traccia di una morena corrispondente sul fianco opposto della Val di Breguzzo, nel terrazzo di Malga Lodrànega (m 1600), da me non visitato.

Al di sotto di 1350 m circa, cominciano qui a farsi abbondanti nel morenico gli elementi di tonalite, in particolare di tonalite minuta « tipo Re di Castello », proveniente dalle parti più elevate del bacino del Torrente Arnò.

BACINO DEL CHIESE

VALLE DEL TORRENTE ADANA'.

A Sud della Sella di Bondo (m 817), il solco delle Giudicarie, diretto da NNE a SSO, continua senza mutar direzione fino al Lago d'Idro. Per circa due chilometri esso è percorso solo da un ruscello, che mette al Lago di Roncone (m 780 circa), tipico lago alluvionale di valico. Quindi, a Roncone, riceve da destra la Valle di Bondone, da cui scende il Torrente Adanà ([1]). Questo percorre il solco delle Giudicarie inferiori fino a Creto, dove si getta nel Chiese, uscente dalla Val di Daone. Il fatto più appariscente lungo il fondovalle tra Bondo e Creto è rappresentato — oltre che da una serie di rilievi intravallivi costituiti da calcari triassici, evidentemente residui dell'erosione selettiva sulle rocce che accompagnano la « linea delle Giudicarie » — da un susseguirsi di terrazzi alluvionali, alti, in qualche punto, anche quaranta metri, sull'attuale livello del Torrente Adanà. Al deposito di queste antiche alluvioni hanno contribuito i vari torrenti laterali, con importanti conoidi ora terrazzate, conoidi che in un primo tempo avevano determinato veri e propri sbarramenti locali (fig. 22). Il piccolo Lago di Roncone esiste ancor oggi, sbarrato dai depositi dell'Adanà. La conoide del Torrente Fiana (Val Gaverdina) a Bondo, determina l'attuale spartiacque verso il bacino del Sarca.

Come ho già osservato, il livello dei terrazzi più alti lungo il Torrente Arnò verso Tione, si collega, attraverso la conoide terrazzata del Fiana, presso Bondo, con questi terrazzi nel bacino del Chiese. Questo collegamento non significa assoluta simultaneità nelle fasi di deposito alluvionale e di incisione nei due bacini idrografici, se è vero che queste fasi erano legate, sul lato di Tione, a fenomeni locali come uno sbarramento glaciale o una fase lacustre, e sul lato del Chiese a sbarramento da parte di conoidi o fenomeni consimili sempre locali.

Tuttavia sul fenomeno dell'antico riempimento, in entrambi i bacini, potrebbe anche aver influito una particolare sovrabbondanza di materiali alluvionali trascinati dai torrenti, legata per esempio ad un'intensa erosione nel morenico, dopo il ritiro dei ghiacciai, o alle condizioni climatiche e idrologiche che regnavano nel tardo Glaciale; quindi è probabile una parziale simultaneità del fenomeno, durante la fase di costruzione dei terrazzi.

([1]) La Val di Bondone, diretta da Ovest ad Est, possiede, secondo i rilevamenti geologici di A. Pasa (pubblicati alla scala 1:100.000 nel foglio « Riva » della *Carta geologica delle Tre Venezie*) abbondanti depositi morenici sia nell'ampio circo di valle alla testata, a oltre 2000 m, sia nel tratto medio e inferiore, sul fondo e sui fianchi. Non avendo personalmente visitato questa valle, non posso fornire altre informazioni. E' comunque probabile, considerate anche le condizioni altimetriche, che nella parte elevata le formazioni moreniche possano far riconoscere antichi ghiacciai dello Gschnitz; e forse, nel tratto medio, esistono tracce di un ghiacciaio più antico. La valle si presterebbe ad un raffronto con la non lontana valle del Rio Finale, per le analogie di altimetria e di esposizione.

VAL DI FUMO E VAL DI DAONE.

L'alta Valle del Chiese, misurando, dalle origini fino a Creto nelle Giudicarie, circa 30 km, è la più lunga delle valli che penetrano nel massiccio dell'Adamello. Nasce infatti dalle distese ghiacciate del nodo centrale, separa poi due delle più importanti ramificazioni meridionali del gruppo montuoso, che vanno a formare rispettivamente i sottogruppi del Re di Castello e del Breguzzo, lambisce poi il fianco orientale di un altro importante sottogruppo, quello del Monte Bruffione. Nel suo cammino verso mezzogiorno, la valle descrive una grande ansa, piegando dapprima verso Sud-Ovest,

Fig. 23. - Il fianco orientale dell'alta Val di Fumo, con la catena del Monte Carè Alto.

Davanti ai piccoli ghiacciai di circo o di pendio, si stendono i cordoni morenici recenti. Sulle groppe rocciose della « spalla glaciale » rimangono alcuni resti di morene dauniane, dei ghiacciai del versante che scendevano verso il fondovalle. Si distinguono nettamente gli elementi morfologici caratteristici di queste valli: le creste dirupate, i circhi e il *costèr*, il fianco ripido e il fondo largo della doccia glaciale.
In fondo a sinistra il piano orizzontale della Vedretta di Fumo (Fot. D. Colbertaldo).

poi di nuovo verso Sud e infine verso Sud-Est e Est. L'aspetto cambia, naturalmente, con il mutare dell'altitudine, delle condizioni geologiche e morfologiche, con lo sviluppo minore o maggiore delle ramificazioni laterali; ma nell'insieme si può parlare di una valle abbastanza stretta, e, per lunghi tratti, uniforme, anche se in alcuni punti il fondovalle si allarga un poco in bacini di ultraescavazione glaciale, specialmente nei punti di confluenza di valli laterali (Malga Núdole, Malga Boazzo), o al passaggio tra formazioni geologiche diverse (Lert). La parte superiore, detta Val di Fumo, ha pendenza lieve e uniforme, e fianchi abbastanza aperti (fig. 24). Nel tratto medio e inferiore (Val di Daone), il fondo è più irregolare, si chiude talvolta in strette forre, con bruschi dislivelli, e presenta, come ora si è detto, alcuni bacini, chiusi a valle da soglie in rilievo ([1]).

([1]) Questa valle è già stata brevemente descritta dal Merciai (1925, p. 73) e dal Colbertaldo (1950, p. 5). Alcuni aspetti morfologici sono stati considerati dal Lehmann (1920).

Il tratto più elevato della Val di Fumo, diretto da Nord a Sud, presenta molte somiglianze con le vicine valli di Adamè e di Salarno: l'uniforme costituzione geologica (tonalite), il profilo trasversale a truogolo regolare, la mancanza di valli laterali, la presenza dei *costèr* (fig. 23). Il fondo è abbastanza largo, e passa da un'altitudine di circa 2300 m a 1900 m. La larghezza, misurata tra una cresta e l'altra, è maggiore che in Valle Adamè. La direzione meridiana dovrebbe qui portare a condizione non molto diverse sui due versanti, ma questo fatto è compensato dalla maggiore altitudine della cresta orientale, che culmina nelle vette del Corno di Cavento (m 3402) del Folletto

Fig. 24. - La Val di Fumo, vista dal luogo in cui è stata eretta la diga di Malga Bissina.
Esempio di valle glaciale regolare, con un ampio bacino in primo piano, occupato da depositi alluvionali.
Sullo sfondo il Monte Carè Alto con alcuni piccoli ghiacciai. (Fot. Chiolini, Società Idroelettrica Alto Chiese).

(m 3338) e del Carè Alto (m 3462): al piede di questi monti si distende una serie di ghiacciai di falda o di circo, ora assai rimpiccioliti e suddivisi (Marchetti, in *Catasto...*, 1959), mentre sull'opposto versante, sormontato da creste sui 2900-3000 m, mancano completamente i ghiacciai.

Alla testata, la Vedretta di Fumo, sezione meridionale dell'ampio ghiacciaio d'altopiano della Lobbia, mandava alcuni decenni or sono due colate giù per le pareti che chiudono la valle, ma non formava, sembra, nemmeno durante la massima avanzata del

secolo scorso, una vera lingua (cfr. MERCIAI, 1925). Così pure il minore Ghiacciaio occidentale di Fumo era ed è ancora annidato sugli elevati pendii sotto il Monte Fumo (m 3418).

Abbondano le morene recenti davanti ai piccoli ghiacciai addossati alla catena del Carè Alto. Sul fondovalle si notano in tre punti antiche cerchie frontali (Carta geologica 1:100.000, ril. COLBERTALDO), distribuite tra q. 2032 e q. 2132. In questo tratto, e un poco più a valle, allo sbocco dei valloni che incidono il fianco sinistro, altri accumuli morenici dimostrano che i ghiacciai sotto il Carè Alto traboccavano con delle lingue dall'orlo del *costèr*. Si possono fissare, approssimativamente, le dimensioni del ghiacciaio principale e di quelli del fianco orientale, in un momento che corrisponde circa allo stadio di Daun. Sul fianco destro, che ha montagne meno elevate, e manca di un netto *costèr*, è probabile che esistesse qualche piccolo ghiacciaio di circo. Nel vallone a NE di Cima Buciaga (m 3015), ad esempio, è rimasta una morena frontale presso q. 2284.

Nel tratto successivo della valle, diretto verso Sud-Ovest, si fecero sentire sullo sviluppo glaciale le condizioni diverse di esposizione nei due vensanti, e anche la presenza dei numerosi circhi-valloni che rendono movimentato il fianco sinistro, rivolto a Nord-Ovest. Nelle più alte nicchie di questi esiste ancora qualche piccolo ghiacciaio, ben protetto dalle creste circostanti, che culminano in cime sui 3000-2900 m (Cop di Breguzzo, Cima di Danerba). Si conservano bene le morene formatesi nel secolo scorso.

Si conservano bene, almeno in tre dei quattro valloni di questo versante, anche le morene dauniane. Nel vallone posto a Nord del Cop di Breguzzo, a monte del gradino di sbocco, le morene di sponda si appoggiano su entrambi i fianchi presso la soglia, dimostrando che l'antico ghiacciaio proseguiva sul ripido pendio sottostante fino a espandersi, sembra, sul fondo della Val di Fumo; qui infatti, poco a valle di Malga Val di Fumo (q. 1887) si trovano altri depositi morenici. Qualche resto di terrazzi alluvionali nel tratto a monte della malga, potrebbe indicare un antico sbarramento operato da questo ghiacciaio.

Invece dal vallone contiguo, detto Valle Cop di Breguzzo, il ghiacciaio dauniano non arrivava a sboccare in Val di Fumo, e deponeva la sua morena frontale sulla soglia, sopra il gradino. La carta topografica indica a meraviglia questa morena (q. 2119), che chiude anteriormente l'ampio fondo pianeggiante del vallone. Il rilievo geologico del COLBERTALDO (1950) precisa anche la posizione di una seconda cerchia, più interna. Data la forma semplice di questo ghiacciaio ne ho tentata la ricostruzione cartografica, ricavando, dalla curva ipsografica, l'altitudine media di m 2530, per la fase corrispondente alle morene più avanzate. Per il ghiacciaio del vallone vicino ora detto, la semplice media dei punti estremi darebbe m 2430. Tenendo conto dell'esposizione a Nord-Ovest di questi due ghiacciai, si dovrebbe porre il l.n. climatico a 2550-2650 m, cioè 200-300 m, o più, al di sotto del l.n. attuale (2850-2900). Nel vallone di Malga Làtola si trova una morena frontale a circa 2020 m. Essa presuppone un l.n. orografico a 2450 m, e un l.n. climatico a 2550-2600 m.

Sul versante opposto, rivolto a Sud-Est, e con nicchie scarsamente incavate, i ghiacciai dauniani dovevano essere molto ridotti, ma non se ne conoscono le tracce.

Nei pressi della nuova diga di Malga Bissina la valle riprende la direzione meridiana. Sul fondo, interrotto da gradini, con cascate, non si trovano resti morenici. Se ne conservano invece nei circhi e valloni che interrompono il versante destro, dove sono stati rilevati da I. Dieni (rilievi inediti), e da me pure, in parte, osservati. Alcuni archi, nei luoghi più elevati, vanno attribuiti al Daun: un bell'arco a m 2500 sotto il Monte Foppa, con esposizione a Sud-Est; un altro appoggiato alla soglia rocciosa che chiude il Lago d'Avolo (q. 2393; sotto M. Campellio, m 2809). Anche qui si può collocare il l.n. dauniano a circa 2550-2600 m. Altre morene più in basso si possono riferire a ghiacciai dello Gschnitz: nel circo sopra Malga Ervina vari cordoni scendono verso la valle principale; nella valletta che contiene il Lago di Campo si notano dei cordoni non molto pronunciati nella parte settentrionale (ril. Dieni), e io stesso ho osservato alcuni dossi presso la soglia, sui due fianchi, a 1960-2000 m. Essi dimostrano che un ghiacciaio che riempiva la conca del lago usciva qui un poco verso la valle principale. Se ne deduce che, se esisteva un ghiacciaio coevo sul fondo di quest'ultima, lo spessore certo non era tale da raggiungere lo sbocco di questa valletta laterale sospesa.

Per la Val Danerba, altra valle laterale, si ha qualche notizia di morene stadiali: il Malaroda (rilev. inedito) ha individuato depositi morenici poco sotto la malga (q. 1637), che corrispondono ad una fronte glaciale. Altri cumuli morenici si trovano presso lo sbocco, sulla destra, a circa 1500 m. Si possono quindi fissare due posizioni frontali del ghiacciaio locale gschnitziano, con l. n. sui 2200-2250 m circa.

Nella Valle di Leno sempre il Malaroda (1954) ha riconosciuto estese morene a Malga Gello (q. 1867) e più in basso, fino a circa 1680 m. Sotto questa malga anche il Cevales (1952), ha segnalato un argine morenico, e il Salomon ricorda una morena frontale (1908, p. 256). Qui dovevano unirsi assieme i ghiacciai che scendevano con varie direzioni, nello stadio di Gschnitz, dalla cerchia dei monti circostanti (cime sui 2600-2750 m). La cerchia morenica che chiude la conca pianeggiante di Malga Gello dovrebbe corrispondere ad un ghiacciaio con l. n. sui 2300 m. Altri cordoni nel vallone che sale al Passo del Gello, sui 1900-2000 m, corrispondono probabilmente ad altre soste tardive dello stadio di Gschnitz (ril. Malaroda e Cevales).

La carta del Malaroda (1954) indica pure delle piccole morene sotto il ripido fianco settentrionale della Cima di Blumone (m 2566), a circa 2100 m d'altitudine. Altri archetti morenici ho potuto distinguere chiaramente, in una fotografia di A. Giannantonj, sul fianco nord-occidentale della catena Monte del Gello (m 2623) - Cima di Boazzolo (m 2594). In questi casi la media altitudine dei punti estremi darebbe un l. n. orografico sui 2300-2400 m, ma, tenendo conto dell'esposizione e del forte riparo, si può ammettere un l. n. climatico sui 2500 m, e quindi un'età dauniana di questi piccoli ghiacciai.

Nel tratto successivo della Val di Daone, esistono depositi morenici anche sul fondovalle principale: a Lert, a Manon, a Plazzo. Si tratta spesso di depositi terrazzati dall'incisione torrentizia che nel Postglaciale ha in più punti approfondito gli alvei. A Plazzo esistono anche due dossetti allungati, non facilmente interpretabili per la loro posizione obliqua. I rilievi geologici inediti del Malaroda precisano inoltre l'estensione del morenico sul versante sinistro, notevole specialmente ad Ovest della Valbona. Qui il morenico appare terrazzato a vari livelli: a 1680 m sopra Baite Staboletto, a 1760-1780-1820 presso Malga Stabolone, a m 1920 sotto M. Bagolo (Malaroda).

Il morenico è riccamente rappresentato nel bacino del Torrente Ribor, affluente di destra. Allo sbocco della valle, sulla soglia sospesa, ho osservato un potente argine

morenico del ghiacciaio principale della Val Daone, ricco di elementi di granodiorite minuta (località Ribor, 1200-1240 m. V. fig. 26). Detto ghiacciaio doveva avere qui uno spessore di circa 400 m. Nel bacino imbrifero del Torrente Ribor sono importanti, per i depositi morenici, le alte vallette che si originano dalla cresta Cingolo Rosso (m 2181) - Cima Marese (m 2101), costituita da arenarie di Val Gardena. Esse hanno il fondo non troppo ripido, e i numerosi argini morenici vi determinano piccole aree acquitrinose, torbiere, e laghetti. Ho indicato, nella fig. 25, i principali argini morenici, quali risultano dal dettagliato rilievo inedito del Prof. Malaroda e da mie osservazioni. Essi dimostrano una molteplicità di episodi glaciali probabilmente di breve durata, con

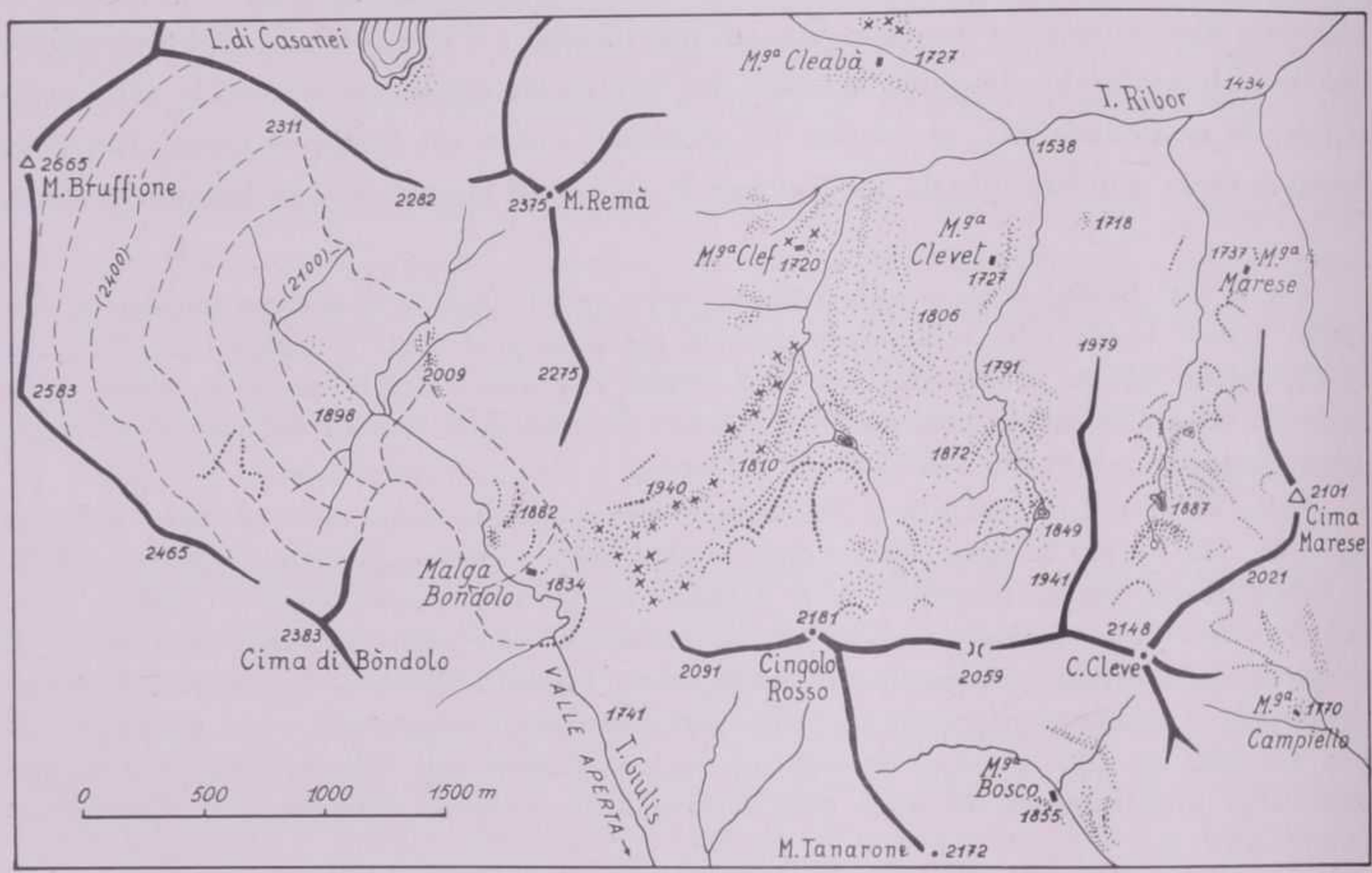

Fig. 25. - L'alta Val Ribor e l'alta Valle Aperta (bacino del Chiese).

Punteggiati sono indicati i depositi morenici, in buona parte sulla base dei rilievi inediti di R. Malaroda.
Le crocette indicano i luoghi della Val Ribor in cui si trovano blocchi di granodiorite, provenienti, per diffluenze o trasfluenze glaciali, dal Monte Bruffione (da Malga Bóndolo verso Malga Clef, e dal Lago di Casanei verso Malga Cleabà).
Nella parte occidentale si è tentata la ricostruzione dell'antico ghiacciaio dell'alta Valle Aperta, che aveva la fronte alle morene più esterne di Malga Bóndolo. A trattini sono indicati il contorno e le presunte isoipse ogni 100 m; il corrispondente l. n. si trovava intorno a 2200 m s. m. (stadio di Gschnitz).

ghiacciai piccoli, a volte minuscoli, i quali disponevano in cumuli morenici abbastanza regolari il materiale detritico che si formava abbondante per il disfacimento delle creste soprastanti.

Dall'altitudine delle fronti e delle creste, e tenendo conto dell'esposizione a Nord, si può stimare il l.n. climatico ad altezze variabili fra i 2000 e i 2150 m; al tempo in cui si formavano gli archi principali il l.n. climatico doveva trovarsi sui 2060-2100 m. Dove le vallette si affacciano ai ripidi gradini con cui scendono nella Val Ribor (presso

le malghe Clef, Clevet e Marese) si vedono resti di morene di sponda di ghiacciai che si prolungavano verso la Val Ribor.

Se poniamo il l.n. attuale di riferimento sui 2750 m, ciò che si può fare ammettendo teoricamente un graduale abbassamento verso questa parte sud-orientale del Gruppo dell'Adamello, si ottengono delle differenze di 750-600 m, da cui si deduce che i ghiacciai che lasciarono nelle vallette gli archi frontali sopra indicati dovevano appartenere allo stadio di Gschnitz e ad oscillazioni precedenti questo stesso stadio.

I ghiacciai che scendevano nella Val Ribor (dei quali non si conosce la posizione frontale) potevano appartenere allo stadio di Sciliar.

Fig. 26. - I prati di Ribor, sul fianco destro della Valle di Daone.

Il costone prativo che taglia obliquamente la veduta, rappresenta un'antica morena di sponda del ghiacciaio del Chiese, ricca di blocchi tonalitici (Fot. G. B. Castiglioni).

Nella valletta che scende a Malga Clef ho trovato, tra i depositi morenici più antichi, abbondanti blocchi di granodiorite; essi sono evidentemente stati trasportati per trasfluenza glaciale dalla vicina Valle Aperta (Valle del Torr. Giulis), che prende origine dal Monte Bruffione, costituito appunto da granodiorite. Sulla sella che unisce le due valli, ad Est di Malga Bondolo, sui 1950 m, sono rimaste evidenti tracce di tale trasfluenza. Essa era senza dubbio già cessata quando si formavano i ghiacciai locali sopra descritti, quindi si deve ammettere che essa risalga agli stadi pregschnitziani e al Würmiano. Tracce di un'antica trasfluenza glaciale esistono anche in un'altra valletta tributaria della Val Ribor, quella che ospita la Malga Cleabà, sul lato sinistro. I blocchi di granodiorite che vi si trovano dovrebbero esservi stati deposti per trasfluenza attraverso la sella di q. 1893, da un ramo del ghiacciaio uscente della conca del Lago di Casanei; e questo in epoca probabilmente antica, forse nel Würmiano; si deve ammettere infatti, per spiegare questa trasfluenza, un notevole spessore del ghiacciaio del vallone di Casanei, soprattutto come effetto del forte spessore del ghiacciaio principale della Val Daone, appunto durante una grande glaciazione.

Ancora sul versante destro della Val di Daone, poco prima del suo sbocco, presenta un certo interesse il morenico della sella di Buoni Prati (m 1150-1160), che separa la Cima Píssola dal Monte Melino, isolato. La parte pianeggiante al centro dell'insellatura è occupata da una torbiera; sui fianchi si allungano dossetti morenici, che corrispondono a morene del ghiacciaio di Val Daone insinuatesi nell'insellatura. Verso Daone la torbiera è chiusa da una conoide alluvionale di un ruscello proveniente da Ovest, ed infine il piano prativo è delimitato da un argine morenico suborizzontale, morena di sponda destra del ghiacciaio di Val Daone. Essa sostiene il terrazzo, che è occupato appunto dai depositi alluvionali e torbosi ora detti ([1]). La morena, con abbondante materiale tonalitico, si può probabilmente collegare con l'altro argine osservato allo sbocco di Val Ribor, a 1200 m. E' evidente che in questa fase il ghiacciaio uscente della Valle di Daone continuava poi lungo la Valle del Chiese, e si univa con ogni probabilità ad una colata proveniente dalla Val Rendena attraverso la Sella di Bondo. Va detto che le colate würmiane sommergevano con ogni probabilità il Monte Melino (m 1422). Lo spessore del ghiacciaio che ha deposto la morena di Buoni Prati era quindi minore di almeno 260 m, probabilmente di più, rispetto a quello würmiano.

E' evidente l'interesse che avrebbe uno studio palinologico sulla torbiera di Buoni Prati, che occupa una conca già lacustre, formatasi durante questo antico stadio postwürmiano.

Un certo interesse presenta anche la valletta che scende dalla Cima Pìssola verso Buoni Prati, che visitai con il Dott. I. Dieni. Alla testata, sui 1900 m, essa presenta una specie di piccolo circo; più in basso, in località Narone, un vallo morenico trasversale determina un piccolo gradino e l'alluvionamento per breve tratto a monte (m 1450). Si verrebbe a ricostruire così un piccolo ghiacciaio locale, con l. n. a 1700-1750 m, cioè 1000 m circa sotto il l. n. attuale (stadio di Sciliar?). Nell'area sottostante (Pramonte), sui 2200-2450 m, è diffuso abbondante detrito angoloso costituito da arenaria permiana, e più rari elementi di porfiriti, cioè materiali locali, mentre sono assenti gli erratici di tonalite.

Discendendo dal terrazzo di Buoni Prati verso Daone si incontra un piccolo argine, probabilmente residuo di morena di sponda destra della Val Daone, a circa 970 m, cioè circa 200 m sopra il vecchio fondovalle glaciale, rappresentato qui dai bei terrazzi in roccia di Polsabia e di Daone. Nella valle principale delle Giudicarie, di fronte allo sbocco della Valle di Daone, si erge presso Por un curioso dosso morenico, con direzione da NE e SO, ben rappresentato anche sulle carte topografiche. La sua cresta si trova poco sotto gli 800 m d'altezza. Poco si può dire sulla composizione, per la scarsità degli affioramenti; la morfologia indicherebbe un tratto di morena di sponda del ghiacciaio giudicariense, per quanto sia lecito sospettare che essa sia stata modificata per erosione.

Concludendo queste osservazioni sull'alta valle del Chiese, si può dire che lo stadio di Daun è ben riconoscibile in Val di Fumo, ove esistevano estesi ghiacciai nei circhi e valloni laterali, e un ghiacciaio principale per una lunghezza di 4-5 km, nel tratto più elevato. Invece dello stadio di Gschnitz sono rimaste tracce solo in alcune valli laterali, ma non si sa nulla del ghiacciaio principale, le cui morene sono state, evidentemente, asportate dal torrente o mascherate da altri depositi. Le morene di Plazzo probabilmente corrispondono ad uno stadio più antico dello Gschnitz. Verso lo sbocco della

([1]) Il Sacco (1936) accenna a questo terrazzo e indica questi depositi morenici nella sua carta 1:500.000.

valle si riconosce, in base alle morene di Buoni Prati, una sosta glaciale postwürmiana, durante la quale la rete delle grandi colate vallive, per quanto ridotta rispetto a quelle würmiane, era ancora sostanzialmente conservata.

VALLE DEL RIO GIULIS.

Questa valle, che sbocca in quella del Chiese tra Címego e Condino, forma per un certo tratto il limite meridionale del territorio studiato. Per il morenico, è interessante solo la parte superiore della valle, che prende origine in una bella conca o circo di valle, sviluppato a Sud-Est del Monte Bruffione (m 2665). Prima di entrare nel tratto indicato col nome di Valle Aperta, il Rio Giulis serpeggia nelle conche prative di Malga Bóndolo (m 1834), chiuse da due successive soglie rocciose (fig. 25; Tav. II, fig. 4). Qui, sulla sinistra, si apre la sella che mette in comunicazione questa valle con quella del Torrente Ribor, sella per la quale si verificava, come si è visto, una trasfluenza glaciale. La sella si trova a poco più di un centinaio di metri di dislivello dal fondovalle presso Malga Bóndolo.

Nel circo alla testata, sul fianco destro più riparato perchè esposto verso Nord, sotto la cresta quotata m 2465, si vedono dei cumuli morenici sui 2100-2200 m, assai ripidi, che, con la loro forma, indicano un antico piccolo ghiacciaio. A monte e a valle di Malga Bóndolo, ormai fuori dal circo d'origine, si trovano poi almeno due cerchie moreniche frontali, appoggiate alle soglie rocciose ora nominate, e qualche altro deposito può indicare soste intermedie della fronte, presso la malga. Il morenico si distingue facilmente per la presenza di blocchi di granodiorite, provenienti dal Monte Bruffione, in contrasto con i terreni del Trias e del Permiano che affiorano in questo tratto della valle. Queste morene, note al Salomon, furono da questo autore attribuite allo stadio di Daun, senza una precisa motivazione (1910, p. 439). Ora, sia con l'altitudine media, sia con la semplice media dei punti estremi, si ottiene per il ghiacciaio che formava la cerchia più esterna un l.n. a m 2230, per la cerchia più interna un l.n. a m 2270. Ponendo, in via ipotetica, il l.n. attuale a m 2750, si ottengono delle differenze di 520 e 480 m, rispettivamente; non vi è motivo di ritenere che il l.n. attuale sia in questo territorio ad altitudine inferiore a 2750 m. Perciò attribuirei le morene di Malga Bóndolo a soste tardive dello stadio di Gschnitz; e invece, attribuirei allo stadio di Daun il piccolo ghiacciaio ricordato sopra, al riparo della cresta di q. 2465, per il quale, tenendo conto delle condizioni locali ([1]), si può ricostruire un l.n. climatico a circa 2450 m, 300 m sotto quello attuale.

E' probabile che nello stadio di Gschnitz il ghiacciaio di Malga Bóndolo fosse giunto anche più avanti, allungandosi nella Valle Aperta; ma difficilmente potè in questo stadio raggiungere uno spessore tale da superare la sella verso la Val Ribor. E' dunque probabile che la trasfluenza — o meglio, per un certo periodo, diffluenza — in tale direzione, fosse cessata già prima dello stadio di Gschnitz.

([1]) Punto più elevato della cresta: m 2465; punto più basso del ghiacciaio: m 2150, circa; media: 2310. Il l.n. climatico si può supporre che fosse circa 150 m più in alto, dato il forte riparo orografico e l'esposizione a NNE.

Si può qui accennare ad alcuni depositi morenici riconosciuti nelle vallette laterali della Valle Aperta. Ad Est di Cima Cleve (m 2148), alla testata della valletta in cui si trova la Malga Campiello, si riconoscono dei costoni morenici, alcuni dei quali permettono di ricostruire un ghiacciaio locale, esposto ad Est, che scendeva fino a circa 1800 m.

Altre morene si trovano nel circo di Malga Bosco, ed appartengono ad un piccolo ghiacciaio locale alimentato principalmente dal versante Nord del Monte Tanarone (m 2172). In questi due casi si può ricostruire il l. n. climatico a circa 1975 e 1950 m, cioè 775-800 m al di sotto di quello attuale. Il rilievo inedito del Prof. Malaroda indica due piccoli archi morenici anche a Sud-Est del Monte Brealone (versante destro della Valle Aperta), tra m 2000 e 2050; qui si deve ammettere l'antico l. n. climatico a circa 2100 m, o poco meno.

Confrontando questi dati con quelli trovati nella vicina valle del Torrente Ribor, si nota che le tracce glaciali in questo sottogruppo vanno riferite a tutta una serie di oscillazioni, durante le quali il l.n. si venne innalzando progressivamente, passando da circa m 1950 fino a circa m 2250. Non si vede la possibilità di raggruppare queste oscillazioni in modo da individuare uno o più stadi principali. Si può solo sottolineare la molteplicità delle oscillazioni che caratterizzò lo stadio di Gschnitz, e il periodo precedente a questo stadio. La piccolezza dei ghiacciai locali qui riconosciuti, contribuì certamente a far sì che essi reagissero rapidamente alle oscillazioni climatiche, anche se di breve durata.

VALLE DEL CAFFARO.

Di questa valle solo la parte iniziale entra nel territorio studiato. Il piano di Gaver, nella valle principale, è caratteristico per le formazioni alluvionali che vi si trovano, deposte dal Torrente Caffaro e dagli affluenti; degna di nota è particolarmente la conoide del torrente che scende dal Goletto di Gaver; esso trascina nei momenti di piena abbondanti materiali, per avere il suo bacino scavato in buona parte nei terreni facilmente erodibili del Werfen (Malaroda, 1954, p. 45).

Vengono segnalate qua e là anche alcune formazioni moreniche. Secondo il rilievo geologico inedito di R. Malaroda, nella valletta dei Laghi di Bruffione il morenico chiude anteriormente la conca occupata dai laghi (m 1890 circa); in una vicina valletta tre archi frontali, presso Malga Bruffione di mezzo (m 1800 circa), sembrano dovuti ad un ghiacciaio locale alimentato sul versante Nord-Ovest del Monte Brealone (m 2268) e del Monte Pietra da Rasoio (m 2245), e forse anche sul versante Sud del Monte Boja (2583). Possiamo qui stabilire l'altitudine dell'antico l. n. climatico a circa 2100 m. Un arco morenico frontale è stato indicato da G. Cevales (rilev. inedito) in un vallone scendente dal Monte Bruffione (m 2665), presso Malga Retorti (q. 1962). Qui la media dei punti estremi darebbe un'altitudine, per il l. n. orografico, di circa 2300 m, corrispondente ad un l. n. climatico un poco più basso. Questo ghiacciaio sarebbe quindi coevo di quello ricostruito ad Est del Monte Bruffione, che ha lasciato le morene presso Malga Bondolo (valle del Torr. Giulis). Ma la disposizione degli argini morenici presso Malga Retorti, quale appare nella dettagliatissima carta geologica del Malaroda (1954), fa pensare che il ghiacciaio continuasse, almeno in un certo momento, verso la sottostante Malghetta. Nello stesso lavoro del Malaroda vengono descritti due bei cordoni morenici sotto il Casinetto di Laione, a fianco della valle laterale che scende dal Lago della Vacca. Anche in base alla loro composizione, queste morene vengono attribuite dallo stesso autore ad un ghiacciaio uscente dalla valle laterale. Ma poichè non si conosce la posizione della fronte, non è possibile una datazione. Nella stessa valle, a NE delle Creste di Laione, alcuni archi morenici sono disegnati sulla *Carta geologico-petrografica dell'Adamello Meridio-*

nale, 1:12.500, di Gb. Dal Piaz e A. Bianchi (1937 a). Si tratta di alcuni archi di blocchi di tonalite non elaborati, da interpretarsi come pseudo-morene di nevaio; la loro altitudine sta tra 2150 e 2250 m; le creste soprastanti non raggiungono i 2400 m.

La carta geologico-petrografica ora citata è ricca di indicazioni sul morenico in un'altra ramificazione occidentale della Valle del Caffaro, la Val Cadino ([1]). Questa, nella sua parte elevata, si presenta col fondo largo e pianeggiante sui 2000 m, bene esposto verso Sud, con qualche gradino irregolare e alcune conche chiuse, in parte legate a fenomeni carsici. Sul perimetro, due sole cime superano i 2600 m, il Monte Frerone e la Cima delle Terre Fredde, mentre le altre sono di scarsa elevazione, sui 2400-

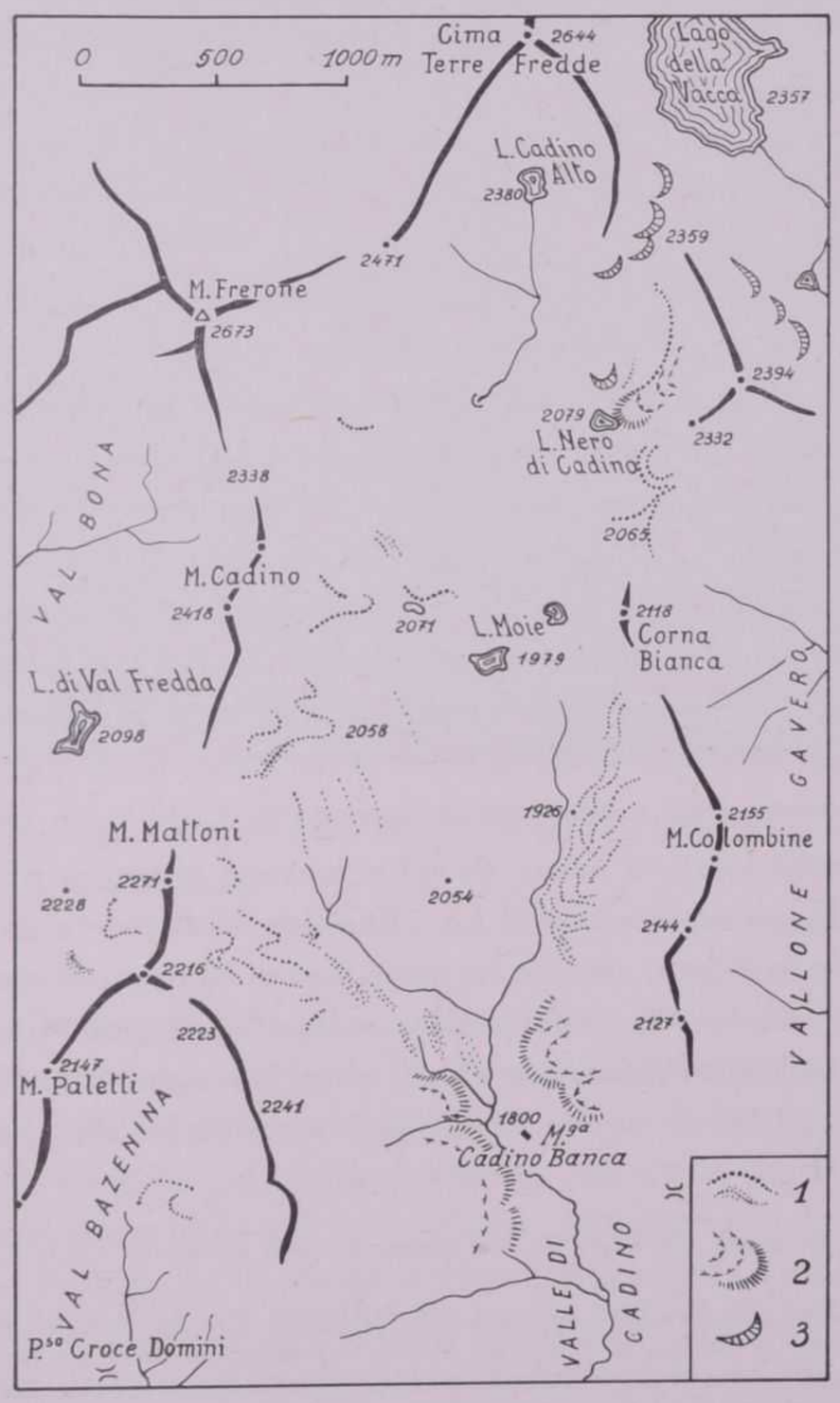

Fig. 27. - L'alta Valle di Cadino.

1. Antichi argini morenici (del gruppo Gschnitz).
2. Antiche colate di pietre.
3. Archi detritici pseudomorenici.

([1]) Cfr. anche l'altra pubblicazione degli stessi autori (1937 b, p. 81).

2200 m, e per un certo tratto manca addirittura la cresta divisoria verso il vicino Vallone di Gávero. In questo ambiente pianeggiante e ad idrografia incerta ci si deve aspettare che le morene dei ghiacciai antichi si siano conservate (fig. 27).

Tuttavia si nota subito che le morene appartengono quasi esclusivamente ad antichi piccolissimi ghiacciai appoggiati ai monti poco elevati sui fianchi della valle, o si tratta di semplici pseudomorene di nevaio; mentre sono scarsissime le morene attribuibili al ghiacciaio principale, originato dalle cime più alte, alla testata. Materiali morenici di un ghiacciaio che occupava tutta la valle si trovano verso Sud, non lontano dalla strada carrozzabile del Passo Croce Domíni ([1]), e precisamente presso il Goletto Gaver e presso la Malga Cadino della Banca. Il materiale contiene abbondanti rocce cristalline, provenienti dall'alta Val Cadino (come è indicato anche nella carta geologica), ma si tratta in buona parte di morena di fondo e di morenico sparso, mentre i dossetti allungati, che pure non mancano del tutto, non consentono di fissare in questi luoghi una fronte glaciale. Più a monte, ad Est di Monte Mattoni, altre ondulazioni allungate formate da morenico, in territorio pianeggiante, non si possono attribuire ad una sosta glaciale ben definita.

Ancora più a monte, a Nord della Corna Bianca, dove è aperto il passaggio verso il Vallone di Gávero, al quale si scende con un alto gradino, due cordoni morenici con blocchi tonalitici si appoggiano a questa soglia, indicando, almeno uno di essi, una limitata effluenza dell'antico ghiacciaio della Val Cadino. Un altro breve tratto di argine, a Nord del laghetto di q. 2071, può esser riferito ad un ghiacciaio che occupava tutta la conca superiore, alimentato dalla testata della valle. Se mancano altri resti atti a delimitare questo antico ghiacciaio, lo si deve, probabilmente, alla scarsa copertura morenica di esso, e alla forma della sua fronte molto larga, che doveva facilitare la dispersione della morena, più che la costruzione di cumuli ben definiti. Possiamo tuttavia supporre che questa fronte non scendesse molto al di sotto dei Laghi Moie (q. 1979, 1984), e che il l.n. orografico (esposizione a Sud) stesse intorno ai 2200 m, o poco più in alto.

I piccoli ghiacciai locali, o nevai, di cui si trovano le tracce più a Sud, appoggiati ai fianchi della valle, presuppongono il l.n. climatico ad altezze comprese tra 2050 m e 2250 m circa; essi potrebbero, almeno in parte, essere contemporanei a quel ghiacciaio che probabilmente esisteva alla testata della valle ([2]). Si può dunque supporre che, dopo la scomparsa del vasto ghiacciaio che si alimentava da tutta l'alta Val di Cadino e proseguiva verso Sud, in un nuovo stadio si siano generati un ghiacciaio abbastanza

---

([1]) Secondo quanto ho saputo dal Prof. G. Nangeroni, l'esatta pronuncia vuole *Domíni* (= «Croce del Dominio»), e non *Dómini*.

([2]) Così descrive il Prof. Gb. Dal Piaz, nei suoi appunti inediti di campagna, un gruppo di queste morene. « Lungo il fondo del vallone di Cadino, ad Ovest del Monte Colombine, si trova un lungo corteo di collinette e di dossi fra loro subparalleli, verso il basso a disposizione concentrica, aperta verso Est. Pare si tratti di morena, ma con materiali di esclusiva provenienza locale (calcari del Muschelkalk) dalle pareti del Monte Colombine ».

Sui due fianchi della valle, all'altezza della Malga Cadino della Banca, a un'altitudine di 1800 - 1900 m, si notano estese formazioni di materiale di riporto, che è dubbio si possano definire moreniche. Sono costituite da elementi angolosi di rocce locali (calcari e dolomie dell'Anisico), provenienti dai versanti. La morfologia presenta piccole ripe e gradini, talvolta assume l'aspetto di colate discese dai fianchi verso il centro della valle: ritengo che si possano interpretare come forme dovute a soliflussione di detriti accumulati sui versanti. Esse si sono originate in epoca recente, evidentemente dopo il ritiro del ghiacciaio che aveva occupato tutta la valle. Si può pensare che l'abbondante formazione di detrito, e forse anche il movimento di questo per soliflussione,

vasto nell'ampia conca superiore (con limitata effluenza verso il Vallone di Gavero), e numerosi piccoli ghiacciai appoggiati ai monti dei fianchi. Tenendo conto del l.n. durante questo stadio, che risulta 500-700 m più basso del l.n. climatico attuale (supposto, teoricamente, tra 2750 e 2800 m) si verrebbe a definire lo stadio in questione come stadio di Gschnitz.

Nelle vicinanze del Lago Nero di Cadino si notano altre formazioni, legate, se non proprio a ghiacciai di questo stadio, a nevai, o comunque alle condizioni climatiche « periglaciali » che accompagnarono le fasi finali dello Gschnitz (fig. 27).

Fig. 28. - Antica colata di pietre nell'alta Val Cadino, presso il Lago Nero di Cadino (m 2079) (Fot. G. B. Castiglioni).

I fenomeni qui osservati meritano una descrizione dettagliata. Il più vistoso è costituito da una pietraia delimitata da un bell'arco frontale e da un lungo argine sulla sponda destra (fig. 28); si trova ai piedi delle Creste di Laione (q. 2394), e scende fino al Lago Nero di Cadino, sul quale si affaccia con fronte ripida. L'esposizione è ad Ovest, con una certa protezione sul lato sinistro, per l'ombra esercitata dalla cima di q. 2332. Lo spazio all'interno di questo argine arcuato è ora tutto occupato da un abbondante riempimento di grossi blocchi di tonalite, che conferiscono all'insieme della formazione l'aspetto di una colata di pietre. E' probabile che un originario glacionevato si sia trasformato successivamente, per il forte accumulo di detriti sulla sua super-

---

risalgano a quello stadio di Gschnitz (l.n. a 2050-2250 m), durante il quale comparvero i ghiacciaietti locali più a Nord, in luoghi appena un poco più favorevoli al fenomeno glaciale per esposizione e per altitudine. Ciò non significa che subito dopo quello stadio il movimento debba essere cessato. Oggi comunque esso sembra arrestato; la formazione di detrito sui monti vicini è molto limitata, e su alcune delle stesse « colate » si snodano le serpentine della strada carrozzabile, e sorge la Malga dei Dossi.

ficie, in una pietraia semovente ([1]). Il disfacimento meteorico sulla cresta soprastante, così intenso nel passato, non sembra essersi del tutto esaurito attualmente. Meritano di esser ricordati a questo proposito i caratteristici effetti del disfacimento nell'area circostante, su roccia tonalitica, riccamente illustrati nell'*Atlante geologico-petrografico* di A. Bianchi e Gb. Dal Piaz (1937 a, tav. IV).

Altri interessanti depositi si trovano immediatamente più a Sud, ai piedi di una cima (q. 2332), formata da marmo di Esino, dall'aspetto abbastanza originale, quasi « dolomitico », per la presenza di alcuni arditi pinnacoli ([2]). Due tipici cordoni si di-

Fig. 29. - Archetti morenici nell'alta Val Cadino, presso il Lago Nero di Cadino (m 2079). Essi sono stati formati da un minuscolo ghiacciaio scendente da destra, appoggiato al fianco di una cima costituita da dolomia (q. 2332). E' curioso notare che l'arco più interno, coperto di erba, è costituito da materiale minuto dolomitico, mentre quello più esterno è costituito da blocchi tonalitici. Queste morene vanno attribuite ad oscillazioni tardive dello stadio di Gschnitz. Nello sfondo, verso destra, si vede in profilo la colata di pietre rappresentata nella fotografia precedente (Fot. G. B. Castiglioni).

stendono ad arco ai piedi del versante Sud-Ovest (q. 2107), concentrici. Un primo fatto curioso è che il luogo non sembrerebbe adatto alla formazione di un ghiacciaio, per quanto piccolo, per l'assenza di una forma a nicchia, in cui esso potesse raccogliersi, per la piena esposizione a Sud-Ovest e, si potrebbe aggiungere, per lo scarso riparo dal vento. Anche se si trattava di un semplice nevaio (e i cordoni antistanti sarebbero allora « pseudomorene di nevaio », ciò che non posso escludere), il fatto rimane curioso. Un secondo elemento interessante è che l'arco esterno è costituito interamente da blocchi angolosi di tonalite, quello interno da materiale più minuto, esclusivamente di marmo

([1]) Anche Gb. Dal Piaz, nei suoi appunti di campagna, parla di un *Rockglacier*.
([2]) Essa è rappresentata nella fig. 3 della tav. I, del citato *Atlante geologico-petrografico*.

di Esino (fig. 29). Orbene, sul versante che sovrasta il luogo (il fianco della cima sopra ricordata) affiora solo il marmo di Esino, nè sul ghiacciaio (o nevaio) poteva scaricarsi il detrito di altre cime vicine, costituite da rocce diverse ([1]). Per trovare una spiegazione, si deve ammettere che su questo versante affiorasse in un primo tempo un'apofisi tonalitica iniettata nel marmo, che essa sia stata poi completamente demolita dalla disgregazione meteorica, al tempo in cui esisteva il ghiacciaio o nevaio in questione; e che i prodotti del disfacimento siano stati ammonticchiati nella morena antistante. Successivamente, arretrata un poco la parete, il ghiacciaio sarebbe rimasto, depositando sulla sua fronte, in un cordone più interno, i detriti di marmo provenienti dalla nuova parete appena messa a nudo. Il fatto rimane alquanto curioso. Dimostra, in modo assai efficace, l'importanza dell'evoluzione morfologica subita da queste cime durante il tardo Glaciale, in concomitanza con le vicende climatiche e glaciali caratteristiche degli « stadi »; in questo caso si tratta di un fenomeno di demolizione di una piccola cima, verificatosi, a quanto sembra, in corrispondenza ad una brevissima oscillazione tardiva dello stadio di Gschnitz (con l.n. climatico, sembra, sui 2100 m, se esisteva un vero ghiacciaio).

Sono infine da ricordare alcune pseudomorene di nevaio, a blocchi accatastati, presso il Passo del Lago della Vacca (q. 2359).

Lasciando la Valle di Cadino, occorre accennare ad un'altra valletta posta subito ad Est del Passo di Croce Domíni, la Val Bazenina. Il più settentrionale dei due cordoni morenici segnati sulla *Carta geologico-petrografica* citata, è dovuto ad un ghiacciaio che occupava tutta la parte settentrionale della valle, alimentato specialmente dal versante sinistro; esso terminava nei pressi della sorgente a NE di Malga Bazenina (m 1925 circa); dalla media altitudine dei punti estremi si ricava un l.n. orografico a m 2080 (l.n. climatico m 2050 circa).

CONCLUSIONI

RIFERIMENTO AGLI SCHEMI DEL KLEBELSBERG E DEL SENARCLENS-GRANCY

Come ho detto all'inizio, nel mio studio ho fatto riferimento allo schema della successione di stadi fissata nel trattato del Klebelsberg (1948), pur senza propormi di far rientrare ad ogni costo in tale schema i fatti osservati. La tabella riassuntiva che compendia i miei risultati, almeno per quel che riguarda la posizione del l.n., può essere agevolmente confrontata con lo schema del Klebelsberg, che riporto a pagina seguente, ridotto all'essenziale.

([1]) I filoni aplitici, granitici e lamprofirici, citati nella spiegazione della tav. I dell'*Atlante geologico-petrografico* (A. Bianchi e Gb. Dal Piaz, 1937 a) affiorano su altri lati di questa cima.

STADI POSTWÜRMIANI NELLE ALPI, SECONDO KLEBELSBERG

	Posizione del l. n. rispetto a quello attuale (dislivelli in più o in meno, in metri)
Avanzata del 1850	
Avanzata del 1820	
Stadio di Fernau (circa 1600 d.C.)	
(Periodo caldo postglaciale)	+ 300
Stadio di Egesen	— 100-120
Stadio di Daun	— 300-400
Stadio di Gschnitz (con varie oscillazioni)	— 600
Stadio di Sciliar (« *Schlern-Stadium* »)	— 800-900
Stadio di Ammersee	
Stadio di Schlieren	

Va rilevato come venga messa in dubbio, o addirittura negata, l'esistenza dello « Stadio di Bühl », quale era stato definito nelle *Alpen im Eiszeitalter* di PENCK e BRÜCKNER. Al suo posto troviamo lo stadio di Sciliar, caratterizzato da un peggioramento climatico altrettanto profondo, ma di breve durata, che provocò una generale avanzata dei ghiacciai, non però il riformarsi delle grandi colate lungo la rete delle vallate principali (come era stato supposto per lo stadio di Bühl).

E' appena il caso di ricordare che anche diversi schemi, prima di questo, oltre a quello classico di PENCK e BRÜCKNER, erano stati proposti da altri autori; per esempio dal NOVARESE per la Val d'Aosta.

Non posso però tacere degli ulteriori progressi che sono stati compiuti dagli studiosi austriaci sul versante settentrionale delle Alpi, dopo la pubblicazione del trattato del KLEBELSBERG. Intendo riferirmi ai nuovi studi di H. HEUBERGER, H. PASCHINGER ed altri, e specialmente agli ultimi studi di W. SENARCLENS-GRANCY (1956).

Quest'ultimo pubblicava, a conclusione di un grosso lavoro sulle valli dell'Oetz, una tabella riassuntiva della successione di stadi e sottostadi postwürmiani riconosciuti da lui stesso o da altri autori, sul versante alpino settentrionale, messa a confronto con le vicende note, per l'opera di glaciologi e botanici, nell'Europa centrale e settentrionale. Riporto qui, di tale tabella, la colonna riguardante le oscillazioni glaciali nella regione alpina, con molte semplificazioni.

Anche questo nuovo schema potrebbe essere in parte non applicabile ad una regione del versante meridionale. Esso però può aiutarci a spiegare meglio alcuni dei fatti osservati nell'Adamello. Per esempio, alcuni stadi soprannumerari possono venire identificati con stadi o sottostadi di questo schema. In esso infatti compaiono alcune oscillazioni comprese fra lo stadio di Sciliar e quello di Gschnitz. Gli stessi stadi principali vengono qui definiti come gruppi di stadi o di oscillazioni, mentre viene abbandonata la suddivisione in Gschnitz I, Gschnitz II, Gschnitz III, ecc., introdotta da alcuni autori tirolesi, non riconoscendosi la possibilità di definire, in modo preciso e generale, ciascuno di questi sottostadi.

OSCILLAZIONI GLACIALI SUL VERSANTE SETTENTRIONALE DELLE ALPI CON PARTICOLARE RIGUARDO AL TIROLO, secondo W. Senarclens-Grancy (1956)

(Tabella semplificata)

		STADI E INTERSTADI	POSIZIONE del l. n. rispetto a quella del 1950 (dislivello in m)
1920 d. C. 1890 d. C.		" Rezente Substadien "	
1850 d. C. 1820 d. C.		" Rezente Stadien "	
1600-1772 d. C.		" Jüngerfrührezente Stadien "	—150-200 → 300
0-1600 d. C.		Secondo periodo caldo	(circa come 1950)
1000 a. C. circa		" Älterfrührezente Stadien " : Avanzate di Hallstatt e di Larstig	
6839-1500 a. C.		Periodo caldo postglaciale	+ 200-300
7500 a. C.	" SPÄTGLAZIAL " — " Jungstadien "	Stadi di Egesen — per piccoli ghiacciai	—50-400
		Stadi di Egesen — per grandi ghiacciai vallivi	—400-630
		Stadi di Daun (piccolo interstadiale)	— 200-550
8000 a. C.		Stadi di Gschnitz	—450-600
		(all' inizio degli stadi di Gschnitz: stadi di Lisens)	—600-800
		Interstadiale (interrotto dal sottostadio di Eck)	
8850 a. C. ?	" Mittelstadien "	Stadi di Sciliar (" Schlernstadien ")	—1100
8850 a. C.		Stadi o sottostadi di Steinach	—1150-1200
13000-9000 a.C.		Interstadiale (Alleröd nell' Europa sett.)	
	" Altstadien "	Stadi di Ammersee e di Stephanskirche	
		Interstadiale	
		Stadio di Schlieren (morene a pochi km di distanza dal Würm)	
16000 a. C. ?		Fine della glaciazione würmiana	

In particolare, alcune piccole oscillazioni (di Lisens, di Hallstatt e di Larstig), dovute a brevi periodi con clima freddo-umido, si sono manifestate solo con la formazione di piccoli o piccolissimi ghiacciai; non sono rimaste tracce di coevi grandi ghiacciai vallivi, perchè essi non si erano potuti sviluppare a sufficienza, e le loro dimensioni furono poi superate dai ghiacciai vallivi di stadi successivi, legati ad oscillazioni climatiche più prolungate, anche se eventualmente meno profonde.

L'intervento del fattore *durata* di un'oscillazione climatica viene dunque preso in considerazione in molti casi, più di quanto non si facesse in passato. L'idea naturalmente non è nuova; essa sta alla base della definizione dello stesso stadio di Sciliar, come si è visto, in contrapposizione al classico stadio di Bühl (Klebelsberg, 1927, 1942); e fu discussa fra l'altro in occasione del III Congresso Internazionale dell'INQUA (1936, comunicazioni di R. v. Klebelsberg e di B. Castiglioni). Nelle successive ricerche di campagna, quest'idea ha portato a nuovi risultati, come si vede. Per tener conto del fattore durata occorre, in molti casi, considerare in modo diverso i grandi ghiacciai e i piccoli ghiacciai, indipendentemente dal risultato che si avrebbe col semplice calcolo del l.n..

A questi concetti si ispirano, in modo evidente, gli studi del Senarclens-Grancy, dai quali risulta una definizione degli stadi in parte diversa per i piccoli ghiacciai sui fianchi delle valli maggiori, rispetto ai grandi ghiacciai di queste ultime. Il problema è, naturalmente, complesso, e non può essere esaurito qui in poche parole. E neppure è qui il caso di esaminare più profondamente tutti gli altri problemi che emergono dal lavoro del Senarclens-Grancy. Del resto, il Gruppo dell'Adamello non si presta del tutto ad un diretto confronto con il territorio studiato da quell'autore, per la conformazione dell'orografia e della rete di valli, alquanto diversa, e soprattutto per l'incompleta conservazione dei resti morenici in molte di queste valli.

Forse un ulteriore approfondimento delle ricerche sugli stadi postwürmiani è possibile anche nel Gruppo dell'Adamello, con nuove ricerche in qualche settore, o in seguito ad un'estensione degli studi ad altri territori del versante alpino meridionale. Il presente lavoro non ha in nessun caso la pretesa di essere definitivo.

GLI STADI PIÙ ANTICHI.

Considerando ora l'intero territorio, si può riepilogare quanto è emerso dallo studio delle singole valli, seguendo, questa volta, l'ordine cronologico degli avvenimenti. Se, nello studio particolare, avevo seguito l'ordine inverso, sulla scia di autorevoli esempi (Nangeroni, 1930; Peretti, 1935), è stato per la migliore comprensione che si può avere dei fenomeni, considerando prima quelli più recenti, di solito meglio conoscibili, poi quelli più antichi, e anche più incerti.

I più antichi resti morenici riferibili a ghiacciai postwürmiani si trovano lungo le valli maggiori periferiche: Val Camonica e Valli Giudicarie. Sui loro fianchi si conservano infatti dei terrazzi morenici, talvolta anche delle morene di sponda, ad altitudine inferiore rispetto a quella raggiunta dalle colate glaciali würmiane. Per il loro studio esauriente sarebbe più opportuno prendere in considerazione un'intera valle, piuttosto

che un gruppo montuoso come nel mio caso, del quale fa parte uno solo dei versanti di queste valli periferiche. Comunque qualche osservazione interessante si è potuta fare, specialmente in Val Rendena, e nella valle del Chiese che si trova sul suo diretto prolungamento.

Già nei dintorni di Madonna di Campiglio i terrazzi morenici sono numerosi sui versanti, e si trovano in qualche caso anche vere e proprie morene di sponda. Per la loro posizione, esse si devono, almeno in parte, attribuire ad uno stadio ancora più antico dello Sciliar.

In Val Rendena sono caratteristici gli argini ad andamento suborizzontale, ad Ovest di Tione, tra 1400 e 1300 m d'altitudine; essi stanno sia a Nord sia a Sud dell'intaglio del Rio Finale, e inoltre negli ampi prati delle Sole, sopra Breguzzo. Si può trovare un collegamento con l'argine morenico da me segnalato sul fianco destro della Val Breguzzo (Val Cenglina), a 1470-1420 m. Se vogliamo ricostruire il ghiacciaio che deponeva queste morene, dobbiamo ammettere che esso fosse alimentato, oltre che dall'alta Val Rendena, dalle valli laterali uscenti, come la Val di Breguzzo, dal Gruppo dell'Adamello; e che si ramificasse presso Tione come il ghiacciaio würmiano, scendendo in parte lungo il Sarca, in parte risalendo il solco del Torrente Arnò fino a Bondo, per poi continuare verso il Chiese. In questa direzione ritroviamo i resti di morene di sponda a Ribor (m 1250-1200) e a Buoni Prati (m 1200-1160), sul fianco destro della bassa valle di Daone ([1]). Si ricostruisce dunque un antico ghiacciaio ramificato come quello würmiano, con spessore un po' inferiore, forse di 300 m, rispetto a quanto ammesso in generale dagli autori precedenti per il ghiacciaio würmiano ([2]). In ogni modo mi pare che si possa parlare di un antico « stadio », ancora abbastanza vicino al Würmiano; esso si potrebbe forse identificare con lo « stadio di Bühl », o comunque con qualcuno degli stadi più antichi, gli *Altstadien* del Senarclens-Grancy. Il grande ghiacciaio delle Giudicarie sembra in questo momento ben collegato con le regioni alimentatrici, mediante un regolare sistema di colate ([3]). Per la Val Camonica ho elementi troppo scarsi relativi a queste fasi più antiche, e preferisco non tentare nemmeno un collegamento dei terrazzi noti ([4]).

([1]) Ad Est di Pieve di Bono, sul fianco del Monte Cadria, un terrazzo morenico tagliato a 1150 m dal Rio di Ber, può anch'esso collegarsi con questo sistema di resti morenici di sponda.

([2]) Come si è visto, in molti punti si trovano più argini o terrazzi sovrapposti, i quali ci indicano gli spessori delle colate glaciali in vari momenti successivi. Ci si può domandare se si verificarono semplici soste durante una progressiva riduzione, oppure anche delle riprese dell'avanzata glaciale; e se queste oscillazioni furono precedute da un vero e proprio « interstadiale ».

([3]) Si può escludere che si trattasse di un semplice residuo delle colate würmiane in via di fusione, staccato dalle regioni di alimentazione in montagna. Tale doveva essere, per esempio, il ghiacciaio della Valle dell'Inn dopo il periodo di intensa fusione postwürmiana coincidente all'incirca con il « periodo di Alleröd » (13000-9000 a.C.): un potente ammasso di ghiaccio morto nella valle principale, ormai privato dei rami laterali di collegamento con le montagne ancora coperte di nevi perenni.

Date le dimensioni quasi würmiane di questo presunto « stadio di Bühl » delle Valli Giudicarie, penso che esso debba essere più antico del « periodo di Alleröd ».

([4]) Si trova nella letteratura qualche accenno a morene stadiali lungo la Val Camonica, ma essi non mi risultano ben fondati: Il Penck (1909, p. 838) accenna a morene probabilmente del Bühl presso Edolo, citando il Salomon (1890), ma non trovo in quest'opera alcun dato a tale riguardo. Un accenno a morene stadiali, presso Malonno, fa pure il Taramelli (1909), senza alcuna indicazione più precisa.

STADIO DI SCILIAR.

Nella definizione di questo stadio (KLEBELSBERG, 1927, 1935, 1936, 1942) è stato ammesso che esso corrisponda ad un abbassamento del l.n. di 800-900 m rispetto a quello attuale, e che sia caratterizzato da un periodo freddo piuttosto breve, ciò che non ha consentito lo sviluppo dell'intera rete di lingue glaciali nelle valli maggiori, ma solo di ghiacciai corti, nelle valli secondarie o nelle parti più elevate delle valli principali. Questi caratteri abbiamo trovato chiaramente espressi nell'antico ghiacciaio del Rio Finale presso Tione, che, anche per la buona conservazione delle sue morene, può essere preso a modello per tale stadio. Particolarmente notevole è il fatto che questo ghiacciaio tagliava con la sua lingua le morene di sponda di un più antico ghiacciaio della Val Rendena (Bühl?), spingendosi per almeno 400 m al di sotto di esse. Il l.n. climatico era sceso a 1900-1950 m, cioè circa 850-900 m più in basso del l.n. attuale ([1]).

Con la forma delle sue morene questo ghiacciaio del Rio Finale sembra indicare proprio una fase di rapido avanzamento, seguita da rapido scioglimento. Nei pressi si trovano anche tracce di piccolissimi ghiacciai coevi, però caratterizzati da più oscillazioni, forse con carattere solo episodico. Lo stadio rappresentato da questo ghiacciaio del Rio Finale, se da un lato risulta ben distinto dallo stadio precedente (Bühl?), sembra ben distanziato anche dallo stadio successivo, che ha lasciato le sue tracce solo nelle parti più elevate della Valbona e della Valsorda. Qui dunque si riesce a definire lo stadio di Sciliar con una certa precisione.

In qualche altro luogo, specialmente in piccole vallette, ho indicato morene che, per la loro scarsa altitudine, si devono riferire a questo stadio, o comunque presuppongono un l.n. molto basso. I fatti sono qui però meno chiari, specialmente perchè spesso a queste oscillazioni più profonde sembra che sia seguita tutta una serie di altre oscillazioni un po' minori, ma non separabili nettamente da queste. Ci si domanda allora se vi siano stadi soprannumerari, o solo oscillazioni episodiche locali, e quali siano esattamente l'oscillazione o le oscillazioni dello Sciliar, quali invece siano da attribuire ad uno stadio più tardo. Sui monti vicini a Daone, per esempio, si riconoscono le tracce di una serie quasi continua di oscillazioni, di entità variabile, da quelle molto profonde (abbassamento di 1000 m, ma con qualche incertezza) a quelle ormai riferibili allo stadio di Gschnitz. Qualche cosa di simile si verifica in altre parti dell'Adamello. Si può ricordare a questo proposito che anche nelle vicine Alpi Orobie un autore, lo HAUPT (1938), ha sentito il bisogno di introdurre un nuovo stadio, intermedio fra quello di Sciliar e quello di Gschnitz, con abbassamento del l.n. di 750 m (« Stadio di Campovecchio »).

Anche in valli più grandi, in cui si son potuti formare nel successivo stadio di Gschnitz dei ghiacciai vallivi di una certa lunghezza, si trovano tracce di ghiacciai an-

---

([1]) Torno a dire, come ho indicato all'inizio, che considero come punto di riferimento per il calcolo dei dislivelli del l. n., il l. n. quale doveva essere pressapoco nel primo trentennio del nostro secolo ; a tale limite do, per comodità, il nome di *limite delle nevi attuale*, anche se il l.n. ha in realtà subito, da allora ad oggi, un sensibilissimo innalzamento.

Dal fatto che le morene del ghiacciaio del Rio Finale scendono fino a m 1150, si deduce che non v'era contemporaneamente un ghiacciaio della Val Rendena così gonfio da arrivare a quest'altitudine. A rigore però non si può escludere che esistesse un ghiacciaio di spessore minore.

cora più lunghi di questi, certamente più antichi dello stadio di Gschnitz tipico. Ciò si nota per esempio nella Val Malga, nella Valle di Vallaro, in Val Meledrio, a Madonna di Campiglio. Ma anche in questi casi non è grande la distanza tra queste morene più avanzate e quelle più arretrate (gschnitziane) e quindi non si vede come poter fare una netta distinzione da queste. Inoltre non si trova per il l.n. corrispondente un abbassamento così notevole come sarebbe richiesto per lo stadio di Sciliar; anche per questo motivo l'attribuzione a tale stadio rimane piuttosto dubbia.

In altre valli, più avanti delle tipiche morene di Gschnitz non si trovano resti di stadi più antichi. Per esempio non si trova nulla dei ghiacciai di Val Narcane e di Val d'Avio che corrisponda a questo stadio di Sciliar. E' facile pensare che le morene siano rese irriconoscibili da un motivo qualunque, o forse ulteriori ricerche potranno farne ritrovare qualche resto. In questi casi non si può, per ora, dir nulla di preciso; comunque è probabile che, durante lo stadio di Sciliar, in tutte le valli della regione si sia verificata una forte avanzata dei ghiacciai, anche se non ne troviamo più le tracce.

Forse essi non raggiunsero nelle valli maggiori una lunghezza molto superiore a quella dei successivi ghiacciai di Gschnitz, e per questo potrebbero, in qualche caso, aver lasciato morene confondibili con quelle gschnitziane. Non è però necessario credere ad una brevità dello stadio di Sciliar tale, da aver impedito la formazione di grosse lingue glaciali lungo la Val Rendena, o la Val di Sole, o lungo un certo tratto dell'alta Val Camonica; cioè in valli col fondo ad altitudine piuttosto bassa, ma ancora molto vicine a quelle estese regioni d'alta montagna che si vennero a trovare oltre il l. n, e che quindi costituivano bacini alimentatori molto ampi. E' noto infatti che, anche in altre parti delle Alpi Orientali, nello stadio di Sciliar si formarono cospicue lingue glaciali: la più lunga descritta finora credo sia quella della Valle dell'Oetz, in Tirolo ([1]). Nella valle di Gschnitz un ghiacciaio di questo stadio raggiunse una lunghezza di 17 Km (Paschinger, 1952). Sul versante meridionale delle Alpi sono stati descritti dal Klebelsberg (1953, 1956) vari ghiacciai di una ventina di chilometri, sempre di questo stesso stadio ([2]).

Non è difficile pensare che anche nelle valli che scendono dall'Adamello si fossero formati ghiacciai di notevole lunghezza, specialmente se alimentati in certe valli, come la Val di Genova, con un'altitudine media assai forte, e ancor oggi con ghiacciai molto estesi. Esistono le tracce di un grosso ghiacciaio, di circa 30 km, che si alimentava appunto dalla Val di Genova, oltre che dalla Valle di Nambrone, e si allungava in Val Rendena; ma ad esso, in base a considerazioni sul l. n., credo si debba attribuire un'età gschnitziana. Che lunghezza aveva allora il ghiacciaio della Val Rendena nello stadio di Sciliar? Poichè le corrispondenti morene non sono conosciute, possiamo solo formulare qualche ipotesi. Possiamo pensare che esso fosse ancor più lungo, e che arrivasse, per esempio, fino alla conca di Tione, sbarrando il passo al Torrente Arnò che fu costretto a deporre le formazioni ghiaiose dei terrazzi alti. Oppure si potrebbe ammettere che il ghiacciaio non si fosse sviluppato in proporzione all'abbassamento del l. n. e fosse rimasto di dimensioni corrispondenti circa a quelle del successivo ghiacciaio gschnitziano.

Dubbi simili rimangono naturalmente anche per le altre valli, specialmente per le valli maggiori. Ma in generale si può ritenere, con buona verosimiglianza, che in tutte o quasi tutte le valli uscenti dal Gruppo dell'Adamello si fossero sviluppate nello Sciliar

---

([1]) Secondo la ricostruzione del Senarclens-Grancy (1956), il ghiacciaio della Valle dell'Oetz era lungo quasi una cinquantina di chilometri, ma si tratta di un caso un po' speciale, perchè questa lingua arrivava a confondersi con preesistente ghiaccio morto würmiano, che ancora occupava una parte di questa valle e della vicina valle dell'Inn.

([2]) Io stesso ebbi ad attribuire a tale stadio, pur con molta incertezza, un antico ghiacciaio di circa 35 Km di lunghezza nell'alta Val d'Ossola (Alpi Lepontine). Cfr. Castiglioni G. B. *Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia.* « Mem. Istituti di Geol. e Mineral. Università di Padova », Vol. XX, 1958, p. 31.

delle lingue glaciali di lunghezza superiore a quelle dei successivi stadi, anche se non si sono trovate le corrispondenti morene. Ritengo cioè che questo stadio, introdotto abbastanza recentemente nella cronologia del Postwürmiano, si sia fatto sentire in modo generale nella nostra regione, con lo sviluppo abbastanza regolare dei ghiacciai in tutte le valli secondarie o principali. Ognuna di queste presenta nel suo bacino estese superfici in territorio di alta montagna, a oltre 1900-2000 m, in territorio cioè che si era venuto a trovare oltre il l.n..

Si deve riconoscere però che, all'infuori del caso del Rio Finale, si sa finora molto poco di questo stadio nella nostra regione. Le cose stanno in modo diverso per gli stadi successivi, cioè per i cosiddetti *Jungstadien* della classificazione di SENARCLENS, contrapposti agli *Altstadien* e *Mittelstadien* del tardo Glaciale, esaminati finora ([1]).

STADIO DI GSCHNITZ.

Già per lo stadio di Gschnitz si dispone di abbondante materiale. In molte valli si trovano infatti archi morenici frontali riferibili a questo stadio, in modo caratteristico, come è stato già in parte messo in evidenza da studi precedenti: per esempio in Val Narcane, in Val Seria, in Val d'Avio, in Val Malga, in Val di Campiglio, nella Val Seniciaga e affluenti. Queste possedevano ghiacciai vallivi di media lunghezza. Già in questi casi è però evidente che si verificarono più oscillazioni, delle quali rimangono tracce in sistemi di morene piuttosto distanziati l'uno dall'altro. Col calcolo del l.n., si trova di solito che una di queste oscillazioni corrisponde abbastanza bene all'abbassamento di 600 m del l.n. rispetto al l.n. attuale; le altre oscillazioni presuppongono in certi casi un abbassamento maggiore, in altri casi uno minore. Talvolta si deve ammettere che una serie di numerose oscillazioni si sia verificata a partire da un l.n. alquanto basso (— 750, — 700 rispetto al l.n. attuale), poi con l.n. un po' più alto, a — 600, e poi ancora a — 500 m (sempre calcolando i dislivelli dal presunto l.n. attuale). E' il caso della Valle di Campiglio.

Se poi passiamo ad esaminare le vallette o i valloni in cui esistevano, in quello stadio, solo piccoli ghiacciai, troviamo una serie ancor più complessa di archi frontali scaglionati ad altitudini via via crescenti: tipica la Valle del Torrente Ribor, o i valloni che scendono verso Niardo (Val Camonica), nella parte meridionale della nostra regione. Naturalmente si deve ritenere che una parte di queste oscillazioni nei piccoli valloni siano dovute a fatti del tutto locali ed episodici.

Nell'alta Val Cadino (Valle del Càffaro) e in Val Ribor (Valle di Daone) e in qualche altro luogo, si trovano archi morenici di minuscoli ghiacciai, che sembrano esser scesi dai versanti di alcune conche o vallette, anzichè lungo l'asse delle vallette stesse, come ci si potrebbe aspettare. Sembra, cioè, che si siano determinati grossi ac-

---

([1]) Traducendo in italiano, si dovrebbe dire: « Stadi *antichi*, *medi* e *recenti* del tardo Glaciale ». Ma ciò può ingenerare confusione, perchè seguono, successivamente, altri stadi noti come *frührezente* e *rezente* nelle opere in tedesco, e contrapposti a quelli del tardo Glaciale. Propongo perciò in italiano l'uso degli oggettivi *inferiore*, *medio*, e *superiore*, che si prestano allo scopo, oltre che in senso cronologico-stratigrafico, anche in senso altimetrico. Potremmo dire allora *stadi inferiori, medi e superiori del tardo Glaciale*; e poi *stadi subrecenti* (= *frührezente*) e *recenti* per indicare quelli storici (specialmente secolo XVII e secolo XIX d. C.).

Quanto al termine *Spätglazial*, esso vien tradotto qui con *tardo Glaciale*, come nella traduzione italiana di un'opera del GAMS (1929) da parte di G. NEGRI.

cumuli di neve (e ghiaccio) in qualche punto di tali versanti, ad altitudini anche molto basse, senza che si fosse formato un ghiacciaio completo lungo l'intera valletta: si possono in questi casi invocare brevissimi periodi freddi, per esempio di pochi anni, seguiti da rapidi miglioramenti del clima. Fatti di questo genere, anche più vistosi, sono stati chiaramente messi in evidenza dallo HEUBERGER (1954) nel Tirolo, per esempio con lo « stadio di Larstig », assai più recente di questi nostri. Qui si tratta di fenomeni con conseguenze limitatissime, ma di un certo interesse locale.

Che lo stadio di Gschnitz non sia uno stadio unitario, bensì uno stadio caratterizzato da varie oscillazioni, è generalmente riconosciuto. Nel territorio ad Est del Passo del Tonale il MALARODA ha potuto distinguere moltissime soste, raggruppandole in un sottostadio più antico (Gschnitz I) e in uno più recente e più ridotto (Gschnitz II), come è stato fatto del resto da vari autori in altre valli delle Alpi. Anch'io mi son trovato nella necessità di ammettere un grande numero di oscillazioni, ma d'altra parte riesce molto difficile definire ciascuna di esse in base al semplice calcolo del l.n., date le piccole differenze fra l'una e l'altra, che il calcolo non riesce a valutare in modo preciso. Mancando un criterio discriminatore, manca la possibilità di stabilire i necessari parallelismi, e quindi penso che non convenga, almeno per ora, tener queste oscillazioni rigorosamente distinte, facendone altrettanti sottostadi definiti con precisione. Penso invece che convenga sottolineare la molteplicità, e riunire tutte queste oscillazioni in un « gruppo », il « gruppo di Gschnitz ». Una di esse corrisponde circa a quel dislivello del l.n. (rispetto all'attuale) di 600 m, altre a dislivelli maggiori o minori. Considero provvisoriamente come facenti parte del « gruppo », tutte le oscillazioni con dislivello compreso tra — 750 e — 450 m, rispetto all'attuale (v. tabella riassuntiva).

Nella carta da me costruita (tavola fuori testo) ho indicato l'estensione, accertata o presunta, dei ghiacciai corrispondenti circa all'abbassamento del l.n. di 600 m. Naturalmente in altre oscillazioni dello stesso « gruppo di Gschnitz » i ghiacciai arrivarono anche più avanti, o più indietro, come del resto appare dalla posizione di altre morene frontali, pure indicate nella stessa carta con la lettera γ ([1]).

Dalla mia tabella riassuntiva risulta la frequenza dell'oscillazione con l.n. 600 m più basso dell'attuale, e così pure dell'altra oscillazione con l.n. 500 m più basso dell'attuale. Ma si vede pure una certa distribuzione casuale delle oscillazioni più antiche, nelle quali ho volutamente evitato di indicare un limite preciso tra il « gruppo di Gschnitz » e il precedente gruppo, corrispondente allo stadio di Sciliar. Per i motivi ora indicati, non sembra molto logica nel Gruppo Adamello-Presanella, allo stato attuale delle conoscenze, una distinzione netta fra *Mittelstadien* e *Jungstadien*.

Salvo alcuni episodi, si può dire che complessivamente le oscillazioni gschnitziane devono aver avuto durata sufficiente perchè i rispettivi ghiacciai vallivi si sviluppassero regolarmente; e conviene ammettere che alcuni accumuli morenici corrispondano a semplici soste durante fasi di ritiro, più che a vere fasi di avanzamento seguite da ritiro. Si

---

([1]) Per questo motivo la mia carta non è direttamente confrontabile con le analoghe carte costruite dal SENARCLENS-GRANCY (1942, 1956) per altre regioni alpine: in esse questo autore ha indicato l'estensione *massima* raggiunta dagli stadi superiori (*Jungstadien*) del tardo Glaciale.

Salvo alcuni casi particolari, vi è invece corrispondenza con l'estensione dei ghiacciai dello Gschnitz I indicati nella carta del MALARODA (1948), e con la carta costruita dal TREVISAN (1939 a) per il Gruppo di Brenta durante questo stadio.

ebbero comunque ghiacciai di notevole lunghezza: di gran lunga il maggiore, con due rami, e una lunghezza (misurata sul ramo principale) di circa 30 km, fu quello della Val Rendena che lasciò le morene di sponda ad Est di Carisolo e Pinzolo, e a S. Antonio di Mavignola; purchè naturalmente sia esatta la mia attribuzione allo Gschnitz. Di quei 30 km si deve tener presente che i primi 5 corrispondono, nella parte iniziale, all'estesissima Vedretta del Mandrone esistente anche oggi, e che altri 13 corrispondono al tratto della Val di Genova in cui si verificava, nello Gschnitz, un'abbondante alimentazione da rami laterali.

STADIO DI DAUN.

La tabella riassuntiva mostra la frequenza di resti morenici che permettono di ricavare un antico l.n. circa 300 m più basso del l.n. attuale, attribuibili cioè a questo stadio. In molte valli si possono ricostruire gli antichi ghiacciai con notevole precisione; in quasi tutte si trova almeno qualche traccia di essi, purchè naturalmente l'altimetria lo consenta.

L'osservazione delle morene è resa più facile dal fatto che di solito esse si trovano su terreno scoperto, al di sopra del limite dei boschi ([1]).

Raramente si trova un sistema unico di morene: più spesso si tratta di un complesso, o gruppo, di argini morenici, che indicano una molteplicità di soste o di piccole oscillazioni. Tuttavia non ho quasi mai osservato morene in posizione intermedia tra quelle riunite nel « gruppo Gschnitz » e queste. Sembra che dopo le ultime oscillazioni gschnitziane (l.n. circa 500 o 450 m più basso di quello attuale) nessun'altra si sia verificata fino a queste, che si collocano in modo caratteristico in corrispondenza ad un l.n. circa 300 m più basso di quello attuale. La distinzione tra Gschnitz e Daun è dunque generalmente netta.

Una certa uniformità si nota nei dislivelli da me calcolati fra il l.n. del Daun e quello attuale: essi si aggirano, appunto, sui 300 m. Questa uniformità, se occorre ribadirlo, non è voluta, ma risulta dall'applicazione, senza preconcetti, dei metodi indicati all'inizio. Essa sta senza dubbio ad indicare che il l.n. nello stadio di Daun era più o meno elevato secondo i luoghi, con un andamento pressappoco parallelo al l.n. attuale: più alto nella parte centrale e più elevata del gruppo montuoso, più basso nelle parti periferiche orientali e meridionali. Questo parallelismo sembra mancare in certe valli

---

([1]) Nel severo paesaggio d'alta montagna che predomina, per larghi tratti, nel Gruppo Adamello-Presanella, hanno largo posto, oltre ai ghiacciai e alle superfici rocciose, anche le distese detritiche, generalmente a grossi blocchi, derivate dal disfacimento meteorico delle rocce tonalitiche. Questo elemento diffuso e caratteristico del paesaggio è stato messo in evidenza già nelle descrizioni del Payer, e poi in quelle del Salomon. Nello stesso ambiente si trovano anche i depositi morenici, di stadi non troppo antichi, cioè, di solito, quelli dello stadio di Daun e quelli del secolo scorso. A volte, specialmente quando si tratta di pseudomorene di nevaio o di morene a grossi blocchi accatastati, derivanti da frane, è soltanto la forma e la disposizione a cordoni o argini allungati che permette di distinguerle dai semplici detriti. In certi casi si son potute riconoscere, come si è visto, anche delle caratteristiche « pietraie semoventi ». Ma frequentemente le vere e proprie morene si possono distinguere per la presenza di materiale fine, più o meno abbondante, mescolato ai blocchi: esse spiccano allora tra i detriti circostanti perchè possiedono una copertura abbastanza continua di erba o di arbusti (rododendri, ginepri, mirtilli, salici ecc.) che invece stentano a diffondersi sulle pietraie troppo grossolane. Naturalmente la vegetazione riveste bene le morene del Daun o comunque antiche, mentre comincia appena a colonizzare le morene del secolo scorso e quelle ancor più recenti; a meno che l'avanzata della vegetazione non sia stata favorita, in casi particolari, dalla bassa altitudine di queste morene recenti.

settentrionali, perchè la frequenza di dislivelli sui 250 m (anzichè 300) indicherebbe un l.n. dauniano più alto di quanto implica il parallelismo col l.n. attuale. E' vano comunque sottilizzare troppo in queste valutazioni del l.n., sempre suscettibili di errori, anche notevoli.

Dove si riconoscono diverse cerchie moreniche di questo gruppo, la più interna corrisponde talvolta ad un abbassamento del l.n. di soli 200 m circa. Si potrebbe, in qualche caso, ammettere uno stadio o sottostadio post-dauniano (Egesen?), che però non appare ben distinto dal Daun.

In generale si spiega bene, tenendo conto dell'abbassamento del l.n. e delle condizioni locali, lo sviluppo maggiore o minore dei singoli ghiacciai. Alcuni raggiunsero notevole lunghezza: quello della Valle dell'Adamè 11-12 km (compreso il Pian di Neve); quello della Val Narcane 7-8 km; quello di Val Stavèl (studiato dal Malaroda) 8-9 km. In generale i ghiacciai più estesi erano quelli alimentati dai grandi pianori elevati, ancor oggi coperti da ghiacciai di dimensioni notevoli; oppure (caso di Val Stavèl) ghiacciai situati sul versante settentrionale di un monte molto elevato: ma qui è evidente l'eccezione dei ghiacciai dell'alta Val d'Avio, che pur trovandosi al piede del Monte Adamello, non raggiunsero nel Daun dimensioni tanto notevoli. Degni di nota i ghiacciai dauniani della Valle di Lares, della Val di Nardis e della Val di Presena (Malaroda), estesi non molto in lunghezza, ma abbastanza in larghezza. Non si conosce la lunghezza del ghiacciaio dauniano della Val di Genova, ma si può supporre che fosse il più lungo di tutti.

Un elemento che rende difficile lo studio dei ghiacciai più grandi, che formarono lingue anche abbastanza lunghe, è la morfologia delle valli che ospitarono tali lingue. Esse si iniziano con bruschi gradini di molte centinaia di metri; poi, con la loro forma glaciale a fianchi ripidi, non hanno di solito conservato morene di sponda, preziose indicatrici dello spessore delle colate glaciali. Le stesse morene frontali sono molte volte mal conservate.

Come oggi, e ancor più di oggi, i grandi pianalti centrali alimentavano nel Daun colate glaciali diverse, in varie direzioni. Il Pian di Neve alimentava soprattutto la lingua della Valle Adamè, ma anche le minori lingue di Val Miller e Val Salarno; è probabile che del ghiaccio si riversasse anche verso il Mandrone, valicando il Passo Adamè, se, come è ovvio pensare, il ghiacciaio del Pian di Neve aveva allora uno spessore sensibilmente maggiore di oggi. Altrettanto va detto per i ghiacciai della Lobbia e di Fumo, e per i ghiacciai di Lares e di Niscli. Si può aggiungere, per il Daun, il caso di diffluenza dell'antico ghiacciaio di Presena attraverso il Passo Paradiso, come indicato dal Malaroda.

Val la pena di confrontare fra loro le quattro valli di Fumo, di Adamè, di Salarno e di Miller, simili per molti aspetti, ma che si trovarono in condizioni differenti durante lo stadio di Daun, per quanto riguarda lo sviluppo dei rispettivi ghiacciai. La loro morfologia ha linee grandiose e semplici; le valli si svolgono con direzione Sud o Sud-Ovest incominciando, alla testata, con gradini ertissimi, per i quali si accede ai pianalti ghiacciati sommitali. Sul fianco sinistro presentano o presentavano tutte condizioni favorevoli all'esistenza di piccoli ghiacciai. Possiedono ciascuna un ghiacciaio principale, alimentato dai pianalti centrali, ma già nel secolo scorso essi avevano una lingua assai corta o addirittura erano privi di una vera lingua.

Nel Daun, secondo le conclusioni a cui sono giunto con questo studio, la Valle Adamè era percorsa tutta intera da un grande ghiacciaio, la Val di Fumo solo per quattro chilometri, la Val Salarno per due, la Val Miller per un tratto ancor più breve. Evidentemente ciò dipendeva dal diverso afflusso di ghiaccio dai pianalti centrali: esso doveva essere piuttosto limitato, anche nel Daun, nelle valli Miller e Salarno, che sono chiuse alla testata da alti bastioni rocciosi, interrotti solo da stretti canaloni.

Naturalmente per ghiacciai di questo tipo non è possibile un confronto basato sul calcolo del l.n., poichè non si può delimitare un bacino collettore singolo per ciascuna delle colate glaciali considerate.

STADIO DI EGESEN.

Ho accennato poco fa a cerchie moreniche all'interno di quelle dauniane, che si potrebbero, forse, riferire a tale stadio. Esse sono assai più vicine alle morene del Daun che a quelle storiche, tanto vicine, a volte, che ci si domanda se sia giusto considerare uno stadio distinto, e non semplicemente una oscillazione del « gruppo Daun ». Il calcolo del l.n. indicherebbe un dislivello di almeno 200 m rispetto all'attuale. Nella definizione originaria lo stadio di Egesen sarebbe invece caratterizzato da un dislivello di 100-200 m nel l.n., rispetto a quello attuale; ma non si deve porre troppo peso in queste divergenze, che si possono ancora considerare piccole, date le incertezze del calcolo.

In un solo caso mi sembra di poter dire che si riconosce un'oscillazione ben distinta rispetto a quella del Daun, ma sempre più vicina a questa che a quelle storiche: è il caso della Valle di Nardis, nel Gruppo della Presanella.

STADIO DI FERNAU.

Come è noto, le morene di questo stadio furono deposte in seguito all'avanzamento glaciale del secolo XVII, il primo avanzamento dopo il « periodo caldo postglaciale », durante il quale il l.n. si era notevolmente innalzato, e i ghiacciai si erano alquanto ridotti, forse ancor più di quanto non lo siano ora ([1]).

Le morene dello stadio di Fernau di solito si distinguono da quelle del secolo scorso perchè completamente rivestite dalla vegetazione. Una tale distinzione si può fare, ch'io sappia, solo in un caso nella regione presa in esame, e precisamente nella conca di Bédole in Val di Genova, dove si trova un dosso morenico in posizione più

([1]) E' stato in molti luoghi riconosciuto anche un forte innalzamento del limite del bosco, durante questo periodo caldo. Il Dalla Fior (1940, p. 172) porta alcune notizie che interessano da vicino il nostro gruppo. Posso anche dire di aver trovato nella Val Miller, a m 2250 circa, ove oggi mancano gli alberi, un pezzo di tronco entro terreno torboso. L'esame del legno compiuto nell'Istituto Botanico dell'Università di Padova dal dott. T. Dolcher, che vivamente ringrazio, indica l'appartenenza al genere *Pinus* (*P. cembra?*). Oggi il limite degli alberi allo sbocco della Val Miller si trova sui 2000 m, mentre il cembro è assente (compare in altre valli del Gruppo dell'Adamello, con esemplari rari). Cfr.: Reishauer (1904, p. 148) e Fenaroli (in Saglio, 1954, p. 28).

In Val Salarno, durante i lavori di evacuazione dei materiali di riempimento alluvionale dei laghi di Salarno e Dossaccio (m 2050-2100), vennero alla luce dei tronchi di conifere anche grossissimi, secondo notizie di testimoni oculari raccolte dal Prof. Gb. Dal Piaz (appunti di campagna inediti). Anche la Val Salarno è oggi priva di alberi oltre i 2000 m.

avanzata di quella che risulta raggiunta dai due ghiacciai della Lobbia e del Mandrone fusi insieme, nel secolo scorso. Già nella veduta pubblicata dal PAYER (1865), il luogo occupato da questo dosso risulta tutto coperto dal bosco di conifere.

SECOLO XIX.

Dappertutto dove esistono ghiacciai attuali si trovano le morene corrispondenti alle avanzate del secolo scorso, o almeno tracce di esse. In vari casi si trovano tali morene anche in luoghi in cui i ghiacciai ora sono scomparsi.

Le testimonianze che si hanno per alcuni ghiacciai, in particolare per quelli del Mandrone e della Lobbia, indicano che la massima estensione dei ghiacciai nel secolo scorso si verificò attorno al 1820, e che l'avanzata del 1850-1860 fu minore della precedente. Naturalmente non è detto che tutti i ghiacciai si siano comportati nello stesso modo.

Le morene recenti, riferibili al secolo scorso e ai primi decenni del '900, mostrano, in alcuni casi, più d'una cerchia in posizione più o meno avanzata, corrispondenti alle oscillazioni frontali storiche (fasi di avanzamento del 1820, del 1850-60, del 1890, del 1920). Queste si possono riconoscere abbastanza bene specialmente sulle fronti dei ghiacciai più grandi, in particolare al Ghiacciaio della Lobbia, che ha subito oscillazioni assai notevoli e possedeva una lingua di forma abbastanza semplice, adagiata in una valle dal fondo relativamente regolare.

Le morene recenti sono di solito abbondanti, formano argini ben rilevati, ed hanno aspetto fresco. Come esempi si possono citare le morene di sponda della Vedretta occidentale di Nardis, e quelle della Vedretta del Veneròcolo. In molti casi si rileva che l'abbondanza del materiale morenico è in rapporto con le condizioni di tali ghiacciai, non estesi, incassati in circhi o valloni al piede di pareti rocciose dove evidentemente il disfacimento delle rocce è intenso. Può accadere che invece le morene di stadi antichi, negli stessi luoghi, siano meno potenti, perchè minore era il disfacimento sulle pareti, quando queste erano in parte mascherate sotto ghiacciai più pieni.

Non ho cercato di stabilire quale potesse essere l'altitudine del l.n. durante le oscillazioni del secolo XIX, perchè ritengo che il problema vada studiato sulla base di un attento confronto con i ghiacciai attuali, che non era mio compito eseguire. Per le oscillazioni glaciali intervenute tra il secolo scorso ed oggi occorre naturalmente una perfezione di metodo, nel calcolo del l.n., molto maggiore che per le grandi oscillazioni degli stadi postwürmiani, nelle quali le differenze di altitudine del l.n. si calcolano a centinaia di metri. Così pure, per quanto riguarda le oscillazioni glaciali più vicine a noi, e l'ultimo forte ritiro, rinvio senz'altro agli studi glaciologici già esistenti.

Padova, *Istituto di Geografia dell'Università*, dicembre 1960.
Centro Studi di Geografia fisica e Centro Studi di Petrografia e Geologia del C.N.R..

RIASSUNTO

Nel Gruppo Adamello-Presanella (Alpi Retiche) è stato compiuto uno studio sistematico dei depositi morenici, soprattutto allo scopo di ricostruire le vicende glaciali succedutesi dalla fine della glaciazione würmiana ad oggi.

Le morene würmiane e quelle di glaciazioni più antiche non si distinguono facilmente dai depositi morenici più recenti. Sui fianchi delle valli maggiori, periferiche rispetto al Gruppo dell'Adamello, si riconoscono numerosi terrazzi morenici, che vanno riferiti alle fasi di scioglimento delle colate würmiane, o ai primi stadi postwürmiani. Un sistema di colate, ridotte rispetto a quelle würmiane, si può ricostruire con sufficiente approssimazione in Val Rendena e nelle Giudicarie, sulla base di resti di argini morenici appoggiati ai fianchi vallivi. Esso potrebbe essere riferito ad uno degli stadi più antichi del tardo Glaciale, forse allo « *stadio di Bühl* », qualora si voglia mantenere questa denominazione introdotta da Penck e Brückner.

Lo *stadio di Sciliar* è documentato con sicurezza dalle morene di un antico ghiacciaio nella piccola valle del Rio Finale, sopra Tione. Esso scendeva verso la Val Rendena, prolungandosi fino a circa 1000 m s. m.; le morene mostrano chiaramente di essere più recenti delle morene del ghiacciaio di Val Rendena sopra ricordato. Si trovano tracce di ghiacciai di questo stadio anche in altre valli, specialmente in piccole valli. Altre morene indicano varie soste glaciali un poco più arretrate, in condizioni intermedie fra quelle caratteristiche dello stadio di Sciliar e quelle dello stadio di Gschnitz, cosicchè non sempre riesce facile indicare una separazione netta fra questi due stadi.

Lo stesso *stadio di Gschnitz* è stato evidentemente caratterizzato da numerose oscillazioni, poichè rimangono vari apparati morenici disposti lungo le valli, anche abbastanza distanziati fra loro; essi sono in numero variabile, perciò non sembra conveniente fissare una successione di sottostadi bene determinata: conviene piuttosto parlare di un « gruppo di oscillazioni » di Gschnitz. Durante queste oscillazioni esistevano ghiacciai cospicui in tutte le valli più grandi che scendono dal massiccio. Il ghiacciaio più lungo scendeva fino in Val Rendena, ed ha lasciato belle morene di sponda ad Est di Pinzolo.

Appartengono a questo gruppo di Gschnitz bei sistemi morenici frontali a Ponte di Legno, a Temù e in Val Malga (Val Camonica), altri a Madonna di Campiglio e nei dintorni, altri ancora presso i laghi di San Giuliano e Garzonè; inoltre numerosi resti morenici, più o meno ben conservati, in molte altre valli.

Ancor più diffuse e ben conservate sono le morene del successivo *stadio di Daun*, e permettono quasi sempre una ricostruzione abbastanza precisa dei ghiacciai di allora. Le maggiori difficoltà si incontrano per i ghiacciai che scendevano lungo le valli più profonde, come la Val di Genova, nelle quali la conservazione completa delle morene è gravemente ostacolata dalle condizioni morfologiche locali. Anche lo stadio di Daun presentò varie oscillazioni, in generale però ben raggruppate entro spazio ristretto.

All'interno delle morene del Daun si nota talvolta un'altra cerchia morenica, che potrebbe esser riferita allo stadio di Egesen; essa sembra però legata ad un'oscillazione assai vicina a quelle dauniane, così che raramente è possibile, o opportuna, una distinzione.

Sono scarse e incerte le tracce dello stadio di Fernau, posteriore al « periodo caldo postglaciale ». Invece sono molto diffuse e potentemente sviluppate, di solito, le morene del secolo XIX, o quelle ancor più recenti.

E' stata posta particolare cura nella determinazione degli antichi limiti delle nevi permanenti, in corrispondenza a queste oscillazioni glaciali. Pur tenendo conto dell'incertezza insita in queste determinazioni, si possono indicare i seguenti dislivelli medi, in metri, calcolati rispetto alla posizione che il limite delle nevi aveva all'inizio del secolo XX.

Stadio di Daun	— 300
Stadio di Gschnitz (Gruppo di Gschnitz)	da — 450 a — 750
Stadio di Sciliar	— 900

ZUSAMMENFASSUNG (*)

In der Adamello-Presanella-Gruppe (Rhätische Alpen) wurde eine systematische Untersuchung der Moränen durchgeführt, die vor allem die Aufgabe hatte, die Schwankungen der Gletscher seit dem Ende der Würmkaltzeit zu verfolgen. Die Moränen der Würmkaltzeit und die der älteren Kaltzeiten lassen sich nicht immer von den jüngeren Moränenablagerungen unterscheiden. An den Hängen der grossen Täler der Adamello-Gruppe lassen sich zahlreiche Moränenterrassen erkennen, die den abschmelzenden Würmgletschern oder den ältesten nachwürmzeitlichen Gletscherständen zuzuordnen sind. Ferner lässt sich im Rendena-Tal und in Judikarien mit genügender Sicherheit auf Grund der Moränenreste an den Talhängen ein Gletschersystem erkennen, das geringere Ausdehnung hatte als die Würmvergletscherung. Es könnte einem der ältesten Stadien des Spätglazials zugesprochen werden, vielleicht dem « Bühlstadium », wenn man die von Penck eingeführte Bezeichnung aufrecht erhalten will.

Das *Schlernstadium* wurde mit Sicherheit durch die Moränen eines alten Gletschers im kleinen Tal des Rio Finale, ober Tione, festgestellt. Dieser Gletscher stieg gegen die Val Rendena bis rund 1000 m herab. Die Moränen zeigen deutlich ein geringeres Alter an als jene des oben erwähnten Gletschers der Val Rendena. Auch in anderen, besonders kleinen, Tälern, finden sich Spuren dieses Stadiums. Andere Moränen weiter im Talinnern deuten auf mehrere Gletscherstände hin, die zwischen Schlern und Gschnitz einzuordnen sind; eine klare Zuordnung zu einem dieser beiden Stadien ist nicht immer möglich.

Das *Gschnitzstadium* selbst ist durch zahlreiche Schwankungen gekennzeichnet, die durch verschiedene, in den Tälern verteilte Moränensysteme bewiesen werden. Ihre Zahl schwankt von Tal zu Tal, so dass die Festsetzung einer bestimmten Folge von Substadien nicht möglich ist. Man kann eher von einer Schwankungsgruppe der Gschnitzzeit sprechen. Während dieser Schwankungen lagen in den von den Bergmassiven herabziehenden Tälern noch beachtliche Gletscherzungen. Der längste Gletscher stieg bis in das Rendena-Tal herab, schöne Seitenmoränen östlich von Pinzolo hinterlassend.

Dieser Gschnitzgruppe gehören auch die schönen Endmoränen bei Ponte di Legno, Temù und in der Val Malga (Val Camonica), endlich die bei Madonna di Campiglio und in seiner Umgebung an, noch andere nahe den Seen von San Giuliano und Garzonè. Ausserdem gibt es zahlreiche mehr oder weniger gut erhaltene Moränenreste in vielen anderen Tälern.

(*) Ringrazio il Prof. H. Paschinger dell'Università di Graz per la traduzione di questo riassunto.

Weitaus verbreiteter und besser erhalten sind die Moränen des folgenden *Daunstadiums*; sie erlauben fast immer eine ziemlich genaue Rekonstruktion der ehemaligen Gletscherzungen. Schwierig ist eine solche Rekonstruktion bei Gletschern, die in tiefen Tälern flossen, wie z. B. in der Val di Genova, wo die Erhaltung der Moränen durch die örtlichen morphologischen Verhältnisse sehr erschwert war. Auch das Daunstadium zeigt mehrere Schwankungen, die aber immer auf engem Raume auftreten.

Von den Daunmoränen talauf findet sich manchmal eine jüngere Endmoräne, die dem Egesen zugeteilt werden kann. Eine genaue Eingliederung ist aber nicht möglich, da es sich um einen dem Daunstadium sehr nahen Vorstoss handelt.

Selten und undeutlich sind die Fernaumoränen, die bereits dem 17. Jahrhundert angehören. Hingegen sind die Moränen des 19. Jhs. und jüngere weit verbreitet und kräftig entwickelt.

In Verbindung mit diesen Gletscherschwankungen wurde besondere Aufmerksamkeit der Bestimmung der ehemaligen Schneegrenzen gewidmet. In Abwägung der Unsicherheiten, die diese Bestimmungen stets mit sich bringen, kann man die folgenden Werte der Schneegrenzabsenkung gegenüber der Schneegrenzlage zu Beginn des 20. Jhs. angeben:

Daun-Stadium	— 300 Meter
Gschnitz-Stadium (Gschnitz-Gruppe)	von — 450 bis — 750 Meter
Schlern-Stadium	— 900 Meter

TABELLA RIASSUNTIVA

Altitudine del limite delle nevi (climatico) corrispondente ai ghiacciai antichi riconosciuti nelle diverse parti del Gruppo Adamello-Presanella.

Vengono raggruppati assieme i risultati ottenuti in ciascuna valle, o sezione di valle.

I numeri separati da puntini indicano varie oscillazioni, con limite delle nevi ad altitudini diverse, comprese tra i valori indicati. Ove il l.n. non sia precisabile sufficientemente, l'altitudine viene accompagnata dal segno ?, oppure vengono indicati due valori approssimativi, separati da un trattino.

Le crocette indicano la presenza di morene corrispondenti ad altre oscillazioni, per le quali non si è proceduto al calcolo del l.n. in mancanza di dati sufficienti.

Tra parentesi, preceduto dal segno —, è indicato il dislivello del l.n. rispetto a quello esistente al principio del secolo XX°, quale è stato supposto nella cartina di fig. 2.

Le oscillazioni glaciali vengono ordinate, da sinistra verso destra, dalle più antiche alle più recenti, in corrispondenza a l.n. via via più elevati. Come si vede, in base al calcolo del l.n., il raggruppamento nei noti stadi di Sciliar, di Gschnitz, di Daun, risulta ben netto per lo stadio di Daun, meno netto per gli altri stadi.

Passo del Tonale		×	×					×						2700 (—250)	
Val Narcane							×	2350? (—600)						×	
Val Seria						2250? (—700		2300 - 2400? (—650 - 550)						2700? (—250)	
Val d'Avio								×						2750? (—250)	
Valle di Vallaro			×	2150 - 2200 (—800 - 750)											
Val Paghera di Vezza						2250? (—700)						2600 . . . . . . 2700 (—350 . . . . 250)			
Conca del Baitone e Val Malga			×		×			2400? (—600)			×		2700 (—300)		
Val Salarno													2650? (—300)		
Valle Adamè													××		×
Lago d'Arno								×					2550 (—300)		
Pizzo Badile									2250 - 2350 (—600 - 500)						
Val Palobbia						×									
Sottogruppo del Frerone (versante camuno)		1900 (—900)	1960 - 1980 (—840 - 820)		. . 2060 (—740)		2130 (—670)	. . . 2200 (—600)		. . . . . . 2280 (—520)					
Alta Val Meledrio e dintorni				×					2250 (—550)	2300 (—500)	2350 (—450)				
Alta Valle di Campiglio					2050 (—750)	2100 (—700)	2150 (—650)	2200 . . . . (—600)		2300 (—500)			×		
Valle di Nambrone					×	×	×							2650 (—250)	
Valle di Nardis														2700 (—250)	×
Alta e media Val di Genova							×							2600 - 2700 (—300 - 250)	
Val Germénega, San Giuliano, Corno Alto			×					2200 . . . (—600)		2300 . . . (—500)					
Val di San Valentino													2600 . . . . . . 2700 (—300 . . . . . . —200)		
Valle del Rio Finale	1850 (—950)	1900 - 1950 (—900 - 850)						. . 2200 (—600)		. . . . . 2300 (—500)					
Val di Breguzzo						2125 - 2150 (—700 - 650)			2250? (—600 - 550)					.	

BIBLIOGRAFIA

ACCORDI B., 1950, *Appunti geologici sul versante sinistro della media Val Camonica, dalla Val Palobbia alla Valle di Fa.* « Rendic. Acc. Naz. dei Lincei », Classe di Sc. fis., mat., naturali, serie VIII, vol. VIII, fasc. 3, p. 253-258.

ACCORDI B., 1951, *Rilevamento geologico nella zona del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale).* « Rendic. Acc. Naz. dei Lincei », Classe di Sc. fis., mat., naturali, serie VIII, vol. X, fasc. 3, p. 246-250.

ACCORDI B., 1953, *Geologia del Gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale).* « Memorie Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova », vol. XVIII, p. 58, con 6 fig., una tav. e una carta geol. 1:25.000.

ALBERTINI R., 1952, *Alcune osservazioni sull'innevamento in rapporto alle condizioni di taluni ghiacciai delle Valli di Narcane e dell'Avio.* « Studi trentini di Sc. Nat. », XXIX, p. 3-16.

ALBERTINI R., 1956, *Oggetto e limiti della moderna glaciologia.* « Boll. Comit. Glac. Ital. », N. 7, serie II, parte I, p. 57-70.

AMIGHETTI A., 1889, *Nuove ricerche sui terreni glaciali dei dintorni del Lago d'Iseo.* Lovere, p. 162.

BALDI E., MORANDINI G., 1943, *Contributo allo studio del Lago al rifugio Denza (Gruppo della Presanella).* « Archivio di Ocean. e Limnol. », III, fasc. 1-2, p. 15-28.

BATTISTI C., 1923, *Il Trentino. Saggio di Geografia fisica ed Antropogeografia.* « Scritti Geografici », Firenze.

BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1937 a, *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale, regione fra lo Stabio ed il Caffaro.* « Memorie Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. XII. Con una carta geologica 1:12.500 e 15 tav..

BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1937 b, *Il settore meridionale del Massiccio dell'Adamello.* Relaz. sul rilev. e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Valle del Caffaro. « Boll. del R. Uff. Geol. d'Italia », vol. LXII, p. 1-87, con 7 fig. n. t. e 5 tav..

BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1937 c, *Guida alle escursioni* (50ª Riunione estiva della Soc. Geol. Ital., 1-8 sett. 1937). Padova, Soc. Coop. Tip., p. 89, con fig. e tav..

BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1940, *Il settore nord-occidentale del Massiccio dell'Adamello.* « Boll. del R. Uff. Geol. d'Italia », vol. LXV, p. 1-20.

BIANCHI A., DAL PIAZ Gb., 1948, *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello.* « Rendic. Soc. Mineral. Ital. », Anno V, p. 26, con una cartina.

CADROBBI M., 1943, *Di alcune interessanti formazioni quaternarie della regione a Nord e a Sud della Valle di Ledro (Trentino sud-occidentale).* « Memorie R. Acc. di Sc., Lett. ed Arti Padova », Nuova Serie, vol. LIX, p. 14, con una cartina.

CAPELLO C. F., 1937, *Caratteri e proprietà delle curve ipsografiche delle aree glaciali.* « Boll. Comit. Glac. Ital. », N. 17, p. 79-92.

CAPELLO C. F., 1959, *Prime ricerche sulle « pietraie semoventi » del settore montuoso del Gran Paradiso.* « Riv. Mensile » del C. A. I., N. 9-10, p. 294-300 e N. 11-12, p. 371-376.

CASTIGLIONI B., 1923, *Le tracce glaciali del Col Visentin presso Belluno.* « Atti Accad. Veneto-trentino-istriana », vol. XIV.

CASTIGLIONI B., 1930 a, *Ricerche glaciologiche in Alto Adige.* « Atti XI Congr. Geogr. Ital. », Napoli, vol. II, p. 107-113, con fig. e una carta 1:100.000.

CASTIGLIONI B., 1930 b, *Tracce glaciali postwürmiane nelle Dolomiti.* « Atti Soc. Ital. Progr. Scienze », XIX riunione.

CASTIGLIONI B., 1936, *Sugli stadi glaciali postwürmiani nelle Alpi Orientali.* « Verhandl. III Intern. Quartär-Konferenz », Vienna, p. 107-109.

CASTIGLIONI B., 1940 (con altri Autori), *L'Italia nell'età quaternaria.* Tav. 3 dell' « Atlante fisico-economico d'Italia », a cura di G. DAINELLI. Milano, T. C. I..

CASTIGLIONI B., 1947, *L'irrigazione nella Val di Sole.* « Centro di Studi Alpini », presso Museo di St. Nat. Ven. Trident., Pubbl. N. 1, Trento.

CASTIGLIONI G. B., 1957, *Studi morfologici di R. v. Klebelsberg nell'Alto Adige.* « Riv. Geogr. Ital. », LXIV, p. 327-333.

CATASTO DEI GHIACCIAI ITALIANI, 1959, Anno Geofisico 1957-1958. C. N. R., Comit. Glaciol. Ital., vol. I.

CEVALES G., 1952, *Studio petrografico del Gruppo del Bruffione nell'Adamello meridionale.* « Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova », vol. XVII, p. 30, con una cartina geologica.

COLBERTALDO D., 1940, *Relazione preliminare sul rilevamento geologico del settore orientale dell'Adamello compreso fra la Val di Genova e l'alta Valle di Breguzzo. Campagne 1939-40.* Padova, p. 13.

COLBERTALDO D., 1942, *Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra Val di Genova e Val di Breguzzo.* « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. XIV, p. 42, con 4 tav., una cartina e 5 fig. n. t..

COLBERTALDO D., 1943, *Ricerche geologico-petrografiche sulla Valle di Breguzzo (Adamello sud-orientale). Campagna* 1941. Nota preliminare. « Studi trentini di Sc. nat. », XXIV, fasc. I, p. 20, con 6 tav..

COLBERTALDO D., 1950, *Ricerche petrografiche nell'alto bacino del Chiese.* « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », vol. XVI, p. 50, con 3 tav., 9 fig. e una cartina geologica.

COZZAGLIO A., 1893, *Conoidi e bradisismi in Val Camonica.* « Riv. Mensile del C. A. I. », vol. XII, p. 7.

COZZAGLIO A., 1895, *Paesaggi di Valcamonica. Impressioni e studi.* Brescia.

COZZAGLIO A., 1916, *Sulla origine neogenica della Valtrompia e della Valcamonica.* « Commentarii dell'Ateneo di Brescia », p. 24.

COZZAGLIO A., 1935, *Sopra alcune caratteristiche del sistema glaciale della Valcamonica.* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 15, p. 60-74.

COZZAGLIO A., 1937, *L'origine postpliocenica della Valcamonica inferiore.* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 17, p. 125-140.

DALLA FIOR G., 1932 e 1940, *Analisi polliniche di torbe e depositi lacustri della Venezia Tridentina.* I° contributo: « Mem. Museo di Storia Nat. Ven. Tridentina », vol. I, p. 139-166. V° contributo: ibid., vol. V, p. 121-176.

DAL PIAZ Gb., 1935, *Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino occidentale*. « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 15, p. 57-60.

DE GASPERI G. B., 1913 a, *Ghiacciai e tracce glaciali nelle valli di Salarno e di Adamè*. « Boll. del C. A. I. », vol. XLI, N. 74.

DE GASPERI G. B., 1913 b, *Osservazioni sui ghiacciai del Pisgana, del Venerocolo e d'Avio nel Gruppo dell'Adamello (Valcamonica)*. « Riv. del C. A. I. », vol. XXXII.

DE GASPERI G. B., 1914, *I laghi alpini della conca del Baitone (Gruppo dell'Adamello)*. « Riv. del C. A. I. », vol. XXXIII.

DE GASPERI G. B., 1921, *Osservazioni sui ghiacciai del Gruppo dell'Adamello (Valcamonica)*. A cura di E. FERUGLIO. « Scritti vari di geografia e geologia », Firenze, p. 279-290.

DESIO A., 1926, *L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli*. « Atti Soc. Ital. Scienze Natur. », vol. LXV, p. 205-461.

FENAROLI L., 1936, *Il larice nelle Alpi Orientali Italiane*. I: *Il larice nella montagna lombarda*. Pubbl. N. 15 della Stazione Sperimentale di Silvicoltura, Firenze, p. 504, con fig. e carte.

FENAROLI L., 1938 a, *Dall'Adamello all'Eridio. Caratteristiche e aspetti della Val Rendena e delle Giudicarie*. « L'Alpe », XXV, N. 5-6, p. 248-260.

FENAROLI L., 1938 b, *Caratteristiche e aspetti forestali della provincia di Brescia*. « L'Alpe », XXV, N. 11-12, p. 439-449.

FENOGLIO M., 1938, *Studi geologico-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. XIII, p. 93, con 6 fig. n. t., una tav. e una carta geologica 1:25.000.

FISCHER O., LORENZ A., 1930-1931, *Pollenanalytische Untersuchungen an Mooren der Südostalpen*. « Zeitschrift für Botanik », vol. 24, p. 186-197.

HAUPT H. O., 1938, *Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen*. Inaug. Dissertation, Berlino. Cfr. la recensione di G. NANGERONI, in « Boll. Soc. Geogr. Ital. », serie VII, vol. V, 1940, p. 147.

HEUBERGER H., 1954, *Gletschervorstösze zwischen Daun und Fernaustadium in den nördlichen Stubaier Alpen*. « Zeitschrift für Gletscherk. und Glazialgeol. », vol. 3, p. 91-98.

HEUBERGER H., 1956, *Ein Gletscherstand bei Mieders im Stubai (Tirol) älter als das Schlernstadium?* « Zeitschrift für Gletscherk. und Glazialgeol. », vol. 3, p. 365-368.

HEUBERGER H., BESCHEL R., 1958, *Beiträge zur Datierung alter Gletscherstände im Hochstubai (Tirol)*. « Geographische Forschungen » (Kinzl-Festschrift). « Schlern-Schriften », 190, p. 73-100, con una carta f. t. e 3 fig. n. t..

KINZL H., 1929, *Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen*. « Zeitschrift für Gletscherk. », vol. XVII, p. 66-121.

v. KLEBELSBERG R., 1927, *Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten*. I: *Rückzugstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern*. « Zeitschrift Deutschen Geol. Ges. », vol. 79, N. 3, p. 280-337.

v. KLEBELSBERG R., 1935, *Geologie von Tirol*. Berlino, Ed. Borntraeger.

v. KLEBELSBERG R., 1936, *Die « Stadien » der Gletscher in den Alpen*. « Verhandl. III Intern. Quartär-Konferenz », Vienna, p. 102-105.

v. KLEBELSBERG R., 1942, *Das Schlernstadium der Alpengletscher*. « Zeitschrift für Gletscherk. », vol. 28, N. 1-2, p. 157-165.

v. KLEBELSBERG R., 1948-1949, *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. 2 vol., Vienna.

v. Klebelsberg R., 1953, *Südtiroler geomorphologische Studien: Das obere Eisaktal.* « Schlern-Schriften », 113, p. 112.

v. Klebelsberg R., 1956, *Südtiroler geomorphologische Studien: Das Pustertal (Rienz-Anteil).* « Schlern-Schriften », 151, p. 218.

Kurowski L., 1891, *Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe.* « Geogr. Abhandl. herausg. von A. Penck », vol. V, fasc. I.

Lehmann O., 1920, *Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie.* « Abhandl. Geogr. Ges. Wien », 11, N. 1.

Lepsius R., 1878, *Das westliche Süd-Tirol.* Berlino.

Lichtenecker N., 1936, *Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen.* « Verhandl. III Intern. Quartär-Konferenz », Vienna, p. 141-147.

Louis H., 1954-1955, *Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung.* « Geogr. Taschenbuch », Jahrweis zur deutschen Landeskunde, p. 414-418.

Malaroda R., 1948, *Morfologia e terreni quaternari nella zona ad oriente del Passo del Tonale, con particolare trattazione del morenico stadiale.* « Mem. Museo Civico Storia Nat. Verona », vol. I, p. 311-328, con una carta.

Malaroda R., 1954, *Geologia della Valle di Blumone (alta valle del Caffaro) nell'Adamello meridionale.* « Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova », vol. XVIII, con una carta geologica 1:12500, una fig. n. t. e 2 tav.

Marinelli O. 1909, *A proposito dei laghi più elevati d'Europa.* «Riv. Geogr. Ital.», XVI, p. 414-419, p. 554-555.

Marinelli O., 1910, *I ghiacciai delle Alpi Venete.* « Memorie Geografiche », vol. IV.

Marinelli O., 1911, *Prime ricerche sui ghiacciai del Gruppo di Brenta.* « Tridentum », XIII, fasc. VI-VII.

Marinelli O., 1921, *Sui ghiacciai del Gruppo di Brenta.* « Atti VIII Congr. Geogr. Ital. », Firenze, vol. II, p. 37-42.

Marinelli O., 1928, *Il limite delle nevi nel Caracorùm e nell'Himalaya occidentale.* Spedizione Italiana De Filippi, Resultati geologici e geografici pubblicati sotto la direzione di G. Dainelli, Serie II, vol. 4, p. 63-212.

Marinelli O, 1948, *Atlante dei tipi geografici.* II Edizione, riveduta da R. Almagià, A. Sestini, L. Trevisan. Firenze, I. G. M. (Tavole 12, 19, 27, 31, 36).

Marson L., 1906, *Sui ghiacciai dell'Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio).* « Boll. R. Soc. Geogr. Ital. », serie VI, vol. VII, p. 546-568, con 10 fig. n. t. 2 tav.

Merciai G., 1924, *La glaciazione attuale sul Gruppo dell'Adamello e limite climatico delle nevi.* « Atti IX Congr. Geogr. Ital. », Genova, vol. II, p. 60-66.

Merciai G., 1925, *I ghiacciai del Gruppo dell'Adamello.* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 6, p. 86-177, con 5 tav.

Merciai G., 1930, *I ghiacciai della Presanella.* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 10, 1930, p. 91-140.

Merciai G., 1932, *I laghi di S. Giuliano in Val Rendena.* « Mem. Museo Storia Nat. Ven. Trid. », vol. I, fasc. 3-4, p. 115-130, con 2 tav. e una carta.

Merciai G., 1935, *I laghi della Presanella.* « Mem. Museo Storia Nat. Ven. Trid. », vol. III, fasc. I, p. 3-34.

Merciai G., Morandini G., 1932, *Relazione della spedizione ai Laghi Serodoli, Gelato e Nambino del Gruppo della Presanella.* « Annuario S. A. T. », XXVI, 1930-31, Trento.

MERLINI G., 1938, *L'alto bacino del Fiume Sarca (Valli Rendena e Giudicarie.* « L'Universo », XIX, p. 113-129 e 239-270.

MOEBUS B., 1901, *Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Oglio-gletschers.* Inaug. - Dissertation, Berna, Editore K. J. Wyss, p. 26, con una carta.

MÓNTERIN U., 1936, *Il clima sulle Alpi ha mutato in epoca storica?* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 16, p. 57-104.

MORANDINI G., 1947, *Note su alcuni laghi glaciali dell'Adamello.* « Studi Trentini di Scienze Nat. », XXV, p. 149-157.

MORANDINI G., 1949, *Osservazioni sui Laghetti e sul Ghiacciaio del Mandron.* « Atti Soc. Ital. Progr. Scienze », XLII riunione, p. 1-7.

MORANDINI G., 1954, *Dieci anni di osservazioni glaciologiche nel Gruppo della Presanella.* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 5, serie II, p. 25-33.

NANGERONI G., 1930, *Morene stadiarie nella Val Malenco.* « Atti Soc. Ital. Scienze Nat. », vol. LXIX.

NANGERONI G., 1932, *Il glacialismo attuale sulle Alpi Orobie.* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 12, p. 227-267.

NANGERONI G., 1954, *Neve, acqua, ghiaccio. Fenomeni crionivali delle regioni periglaciali nelle Alpi italiane.* Comit. Scientifico del C. A. I., Como, Tipogr. Noseda, p. 43.

ONGARI D., 1947, *Osservazioni sui laghi glaciali dell'Adamello.* « Studi Trentini di Scienze Nat. », XXV, p. 127-148.

PASCHINGER H., 1952, *Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales.* « Zeitschrift für Gletscherk. und Glazialgeol. », vol. II, p. 34-57.

PASCHINGER H., 1957, *Leitformen der spätglazialen Vergletscherung in den Ostalpen.* « Geomorphol. Studien », Machatschek-Festschrift, « Peterm. Geogr. Mitteil. », Ergänzungsheft n. 261, p. 137-144.

PATRINI P., 1912, *I terrazzi orografici della Valle Camonica e del bacino sebino.* « Rend. R. Ist. Lombardo di Scienze e Lett. », serie II, vol. XLV, p. 703-720.

PATRINI P., 1914, *Sulla morfologia dei bacini del Ticino e dell'Oglio.* « Mem. R. Ist. Lombardo di Scienze e Lett. », vol. XXI (XII della serie III), fasc. 4, p. 185-204, con tav..

PAYER J., 1865, *Die Adamello-Presanella-Alpen.* « Peterm. Geogr. Mitteil. », Ergänzungsheft n. 17, p. 36, con fig., una carta e tav..

PAYER J., 1872, *Anhang zu den Adamello-Presanella-Alpen.* « Peterm. Geogr. Mitteil. », Ergänzungsheft n. 31.

PENCK A., BRÜCKNER E., 1909, *Die Alpen im Eiszeitalter.* vol. III, Lipsia, Editore Tauchnitz.

PERETTI L., 1935, *Morene stadiarie nelle valli delle Alpi Noriche Occidentali.* « Studi Trentini di Scienze Nat. », XVI, p. 3-38.

POLLI S., 1950, *Stato attuale del Ghiacciaio del Mandrone e fattori climatici.* « Geofisica pura e appl. », vol. 17.

POLLI S., 1951, *I laghi Ghiacciato e Rotondo del Mandrone (Adamello).* « Studi Trentini di Scienze Nat. », XXVIII, p. 33-48.

POLLI S., 1955, *Il Lago Nuovo al ghiacciaio del Mandrone (Adamello).* « Studi Trentini di Scienze Nat. », XXXII, p. 3-18.

RATHJENS C., 1954, *Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum.* « Eiszeitalter und Gegenwart », vol. 4-5, p. 181-188.

REISHAUER H., 1904, *Höhengrenzen der Vegetation in den Stubaier Alpen und in der Adamellogruppe.* « Wiss. Veröffentl. des Vereins für Erdkunde zu Leipzig », vol. VI, p. 210.

REISHAUER H., 1912, *Gletscherbeobachtungen und Revision einiger Gletschermarken in der Adamello-Presanellagruppe in Sommer* 1911. « Zeitschrift für Gletscherk.», VI, p. 343-346.

RICHTER E., 1888, *Die Gletscher der Ostalpen*. Stoccarda.

RICHTER E., 1891, *Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher*. « Zeitschrift Deutsch. und Österr. Alpenvereins, vol. XXII, p. 74.

RIEDEL A., 1948, *Primi risultati di uno studio geologico sulla media Val Camonica a sinistra del Fiume Oglio*. « Rendic. Accad. Naz. Lincei », Classe di Scienze Fis., Mat., Naturali, serie VIII, vol. VI, fasc. I, p. 97-101.

SACCO F., 1935, *Il glacialismo atesino*. « L'Universo », p. 735-751, 845-862, 936-955, con due carte.

SACCO F., 1936, *Il glacialismo lombardo*. « L'Universo », p. 567-586, 642-658, 727-743.

SAGLIO S., LAENG G., 1954, *Adamello*. « Guida dei monti d'Italia », C. A. I. - T. C. I., Milano.

SAIBENE C., 1951, *Il glacialismo attuale nella Valle di Narcane* (*Adamello*). « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 2, II serie, p. 47-55.

SAIBENE C., 1953, *Revisione dei ghiacciai del versante lombardo dell'Adamello*. « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 4, II serie, p. 231-260.

SALATHÈ R., 1957, *Die stadiale Gliederung des Würmgletscherrückzuges in den Schweizer Alpen*. Riassunto in « Geographica Helvetica », XII, p. 116.

SALOMON W., 1890, *Geologische und petrographische Studien am Monte Aviolo*. « Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges. », XLII, p. 450-556.

SALOMON W., 1900, *Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken, und Thäler erodieren?* « Neues Jahrbuch für Miner. und Geol. », II, p. 117.

SALOMON W., 1908-1910, *Die Adamellogruppe*. « Abhandl. K. u. K. Geol. Reichsanst. », vol. XXI, fasc. 1 (1908), fasc. 2 (1910), p. 1-603, 98 fig., 11 tav. e una carta geol. 1:75.000.

SALOMON W., 1929, *Arktische Bodenformen in den Alpen*. « Sitzungsber. Heidelberger Akad. der Wiss. », Math.-Naturwiss. Klasse, Abh. 5.

SCHWINNER R., 1912 a, *Kristallines Erratikum in 2650 m Meereshöhe auf dem Hauptkamm der Brentagruppe* (*Südwesttirol*). Verhandl. der K. K. Geol. Reichsanstalt », 16 April 1912, p. 173-178.

SCHWINNER R., 1912 b, *Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. « Mitteil. der Geol. Ges. Wien », V, p. 128-197, con una carta.

SEGRE A. G., 1948, *La Val Stavel e il Ghiacciaio della Presanella*. « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », N. 25, p. 47-73, con fig. e una carta stereofotogrammetrica.

SENARCLENS-GRANCY W., 1942, *Zur Gliederung eiszeitlicher und jüngerer Gletscherspuren in den Alpen zwischen Venediger, Glockner, und Pustertal*. « Mitteil. der Alpenländischen geol. Vereins » (« Mitteil. der Geol. Ges. Wien »), vol. 35, p. 125-176, con 3 fig. e due carte f. t..

SENARCLENS-GRANCY W., 1953, *Gletscherspuren des Venter- und Gurgler Tales* (*Ötztaler Alpen, Nordtirol*). « Eiszeitalter und Gegenwart », vol. 3, p. 65-78, con una fig..

SENARCLENS-GRANCY W., 1956, *Zur Glazialgeologie des Oetztales und seiner Umgebung*. « Mitteil. Geol. Ges. Wien », vol. 49, p. 257-314, con 12 tavole di carte e profili.

SESTINI A., 1930, *Osservazioni e ricerche sulle Valli di Courmayeur*. « Mem. Geol. e Geogr. di G. Dainelli », vol. I, p. 216-290.

SOLAINI L., 1951, *Esempio di ricerca sismica del fondo roccioso*. « Riv. di Geofisica applicata », XII, p. 73-82.

STAUB R., 1938, *Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav*. « Ecl. Geol. Helvetiae », vol. 31, n. 1, p. 125-136.

SUDA F., 1879, *Wahrnehmung über das Zurückweichen der Gletscher in der Adamellogruppe.* « Zeitschrift Deutsch. und Österr. Alpenvereins », vol. X, p. 170-174.

TARAMELLI T., 1909, *Il paesaggio lombardo e la geologia.* Pavia.

TREVISAN L., 1936, *Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale).* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 16, p. 117-142, con fig. e cartine.

TREVISAN L., 1937, *La conca di Stenico (Trento). Vicende glaciali, fluviali e morfologiche.* « Studi trentini di Scienze Nat. », XVIII, p. 1-21, con una fig. e 7 tav..

TREVISAN L., 1939 a, *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale).* « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », vol. XIII, p. 128, con una carta geol. 1:50.000, 36 fig. e 6 tav..

TREVISAN L., 1939 b, *A proposito di una recente monografia e carta geologica sul Gruppo di Brenta di J. Wiebols.* « Studi Trentini di Scienze Nat. », XX, n. 1-2, p. 162-167.

TREVISAN L., 1939 c, *Il glacialismo quaternario nell'Altipiano dei Sette Comuni (Vicenza).* « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 19, p. 99-115, con una cartina.

TREVISAN L., 1949, *Genèse des terrasses fluviatiles en relation avec les cycles climatiques.* « C. R. Congrès Intern. de Géographie », Lisbona, Tomo II, p. 511-528, con 9 fig..

VACEK M., 1898, *Ueber die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe.* « Verhandl. der K. K. Geol. Reichsanstalt », n. 8, p. 200-215.

VECCHIA O., 1947, *Rilevamento del Glaciale nella conca sebina (Lombardia).* « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXVI.

VECCHIA O., 1954, *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago d'Iseo (Lombardia).* « Atti Soc. Ital. Scienze Nat. », vol. XCIII, fasc. I-II, p. 235-361, con una carta geol. 1:100.000.

VENZO S., 1957, *Rilevamento geologico dell'anfiteatro morenico del Garda. Parte I^a: Tratto occidentale Gardone-Desenzano.* « Mem. Soc. Ital. Scienze Nat. e Museo Civico Storia Nat. Milano », vol. XII, fasc. II, con una carta geol. 1:25.000, 6 tav. e 14 fig. n. t.

VILLA G. M., 1950, *Note geomorfologiche sul Gruppo dell'Adamello.* « Studi Urbinati », p. 20.

WIEBOLS J., 1938, *Geologie der Brentagruppe.* « Jahrbuch der Geol. Landesanstalt », vol. LXXXVIII, fasc. 3-4, p. 261-350, con 5 fig., 9 tav., e una carta geol. 1:25.000.

ZANETTIN B., 1956, *Il Gruppo del Marsèr (Adamello occidentale). Studio geologico-petrografico.* « Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova », vol. XIX, p. 86 con una carta geologica e 5 tavole.

CARTE TOPOGRAFICHE E CARTE GEOLOGICHE

(oltre a quelle comprese nelle pubblicazioni citate)

ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE, *Carta Topografica d'Italia.* Tavolette 1:25.000 dei Fogli 19 (Tirano), 20 (M. Adamello), 34 (Breno), 35 (Riva).

DEUTSCHER UND ÖSTERREICHISCHER ALPENVEREIN, 1903, *Karte der Adamello- und Presanellagruppe,* 1:50.000.

K. u. K. MILITÄRGEOGRAPHISCHES INSTITUT, Vienna, 1907 - 1908. Levate in scala 1:25.000.

TOURING CLUB ITALIANO, 1936, *Gruppo Adamello-Presanella,* 1:50.000 (« Carta delle Zone Turistiche d'Italia », F. 14).

UFFICIO IDROGRAFICO DEL MAGISTRATO ALLE ACQUE, Venezia, *Carta Geologica delle Tre Venezie,* 1:100.000: « Riva » F. 35 (1948); « M. Adamello » F. 20 (1953).

SCHIAVINATO G., *Carta geologica del Gruppo del Baitone,* 1:50.000. Pubblicata senza data (1955), con il vol. XX delle « Memorie Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova ».

INDICE

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Fig. 1. - Panorama della parte centrale del Gruppo dell'Adamello, da Nord-Est (dalla morena subito sotto il Passo Cercen) (fot. G. B. Castiglioni). Si riconosce la caratteristica forma pianeggiante dei principali ghiacciai attuali. In basso, la profonda Val di Genova, che comincia a destra, con un ertissimo gradino.

1. M. Carè Alto (m 3462), con la Vedretta di Lares.
2. Crozzon di Lares (m 3354), con la Vedretta di Fargorida.
3. Crozzon di Fargorida (m 3079), Corno Stablèl (m 2868) e M. Menicígolo (m 2683).
4. Dosson di Genova e Cresta della Croce (m 3441-3207). Più a sinistra si stende la Vedretta della Lobbia.
5. Lobbia Alta (m 3195).
6. Lobbia Bassa (m 2958), che in parte nasconde la Vedretta del Mandrone.
7. M. Adamello (m 3554).

Fig. 2. - L'attuale Vedretta della Lobbia, e il vallone in cui un tempo si allungava la lingua. Le morene del secolo scorso sono ormai coperte di vegetazione arborea o cespugliosa.
Le cime a sinistra sono l'Ago Mingo (m 2966) e la Punta dell'Orco (m 3064), con un nevaio in un piccolo circo (era un ghiacciaio nel secolo scorso). La cima a destra è la Lobbia Alta (m 3195). Nel mezzo si stende il pianalto della Vedretta della Lobbia (fot. G. B. Castiglioni, 1955).

Fig. 3. - La fronte della Vedretta del Mandrone su un gradino roccioso occupato, un tempo, dalla grandiosa seraccata.
A destra si scorge la morena di sponda del secolo XIX; in basso un residuo di ghiaccio morto (fot. G. B. Castiglioni, 1955).

FIG. 1

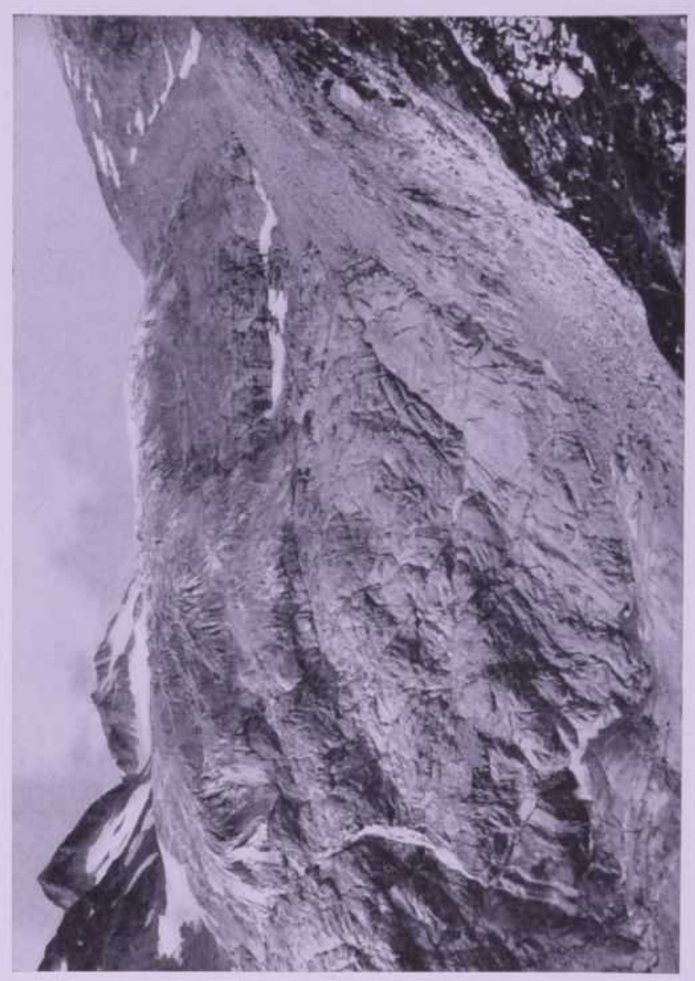

FIG. 3

FIG. 2

TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

Fig. 1. - Veduta dell'alta Val Seria.
Al centro la Cima Salimmo (m 3130), con il piccolo ghiacciaio omonimo.
Sul grande gradino di valle (Baita di Pozzuolo, m 2020), visibile sul davanti, si affacciava il ghiacciaio dello stadio di Daun, di cui si conservano le morene (indicate con puntini) (fot. G. B. Castiglioni).

Fig. 2. - Veduta della Valle dell'Avio.
Al centro il Corno Baitone (m 3331), con il piccolo ghiacciaio orientale del Baitone.
La valle è chiaramente scavata ad U; presenta sul fondo una serie di gradini caratteristici, e di conche di ultraescavazione glaciale. I laghi dell'Avio, che occupano queste conche, sono in parte naturali, in parte artificiali, e sono utilizzati come laghi-serbatoio per l'industria idroelettrica (fot. E. Semenza).

Fig. 3. - Ponte di Legno, con la Valle di Narcane.
E' visibile una parte dell'anfiteatro morenico dello stadio di Gschnitz, del ghiacciaio della Valle di Narcane.
A-A. Cerchia principale.
B-B. Cerchia più interna, passante per la chiesa; presso il cimitero essa forma un bel terrazzo morenico.
Sullo sfondo il M. Castellaccio (m 3028). A sinistra di questo si apre il valico del Tonale (Ediz. A. Zampatti, Ponte di Legno. Fotocelere Torino).

Fig. 4. - Le conche di Malga Bóndolo, nell'alta Valle Aperta (Rio Giulis).
Le due conche di ultraescavazione glaciale sono chiuse da soglie rocciose, su cui si appoggiano cerchie moreniche frontali dell'antico ghiacciaio della Valle Aperta (Gschnitz).
A sinistra è visibile la sella che porta verso la valle del T. Ribor; per essa si verificava un'antica trasfluenza glaciale (fot. G. B. Castiglioni).

FIG. 1

FIG. 2

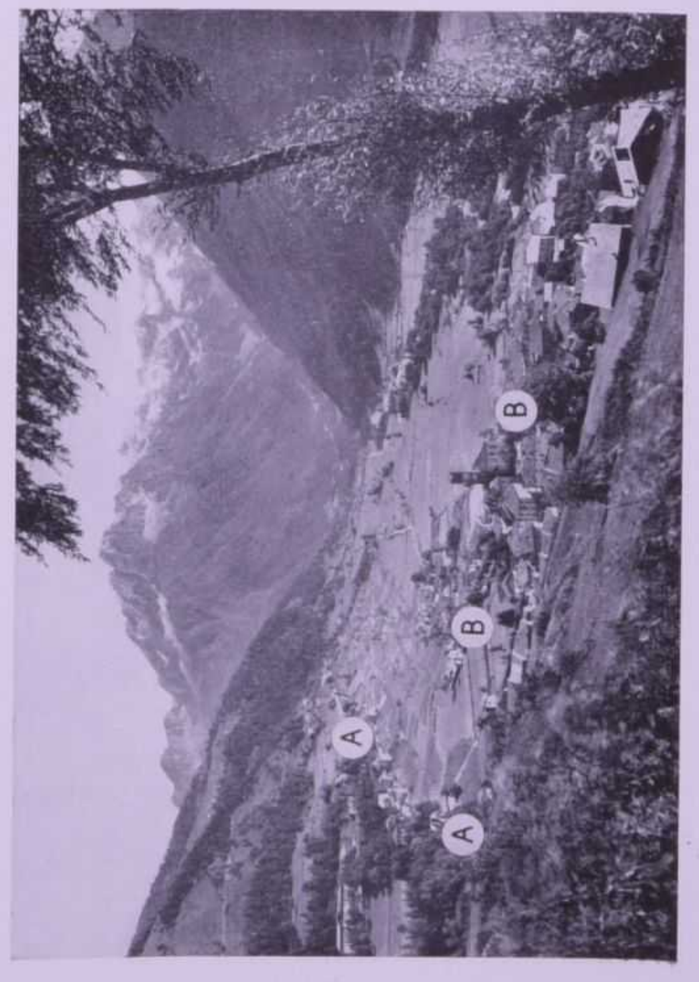

FIG. 3

FIG. 4

TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

Fig. 1. - La cerchia più interna dell'apparato morenico frontale di Ponte di Legno (stadio di Gschnitz), vista da valle verso monte, da Castel Belpoggio (fot. Gb. Dal Piaz).

Fig. 2. - L'apparato morenico frontale di Temù (stadio di Gschnitz), formato dal ghiacciaio della valle dell'Avio alla confluenza con la Val Camonica. La fotografia è presa verso la Valle dell'Avio, che si vede al centro.

In basso, da sinistra a destra, scorre l'Oglio. Esso ha terrazzato i depositi morenici, asportando la parte più avanzata delle cerchie più esterne (fot. E. Semenza).

FIG. 1

FIG. 2