

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

COMMISSIONE INCARICATA DI COORDINARE LA PARTECIPAZIONE ITALIANA
AL DECENNIO IDROLOGICO INTERNAZIONALE

Pubblicazione N. 6

A. DESIO

with the collaboration of

S. BELLONI, A. GIORCELLI and G. ZANON

Results of Half-a-century Investigation on the
GLACIERS OF THE
ORTLES - CEVEDALE MOUNTAIN GROUP
(CENTRAL ALPS)

A. DESIO

con la collaborazione di

S. BELLONI, A. GIORCELLI e G. ZANON

Risultati di mezzo secolo di osservazioni sui
GHIACCIAI DEL GRUPPO
ORTLES - CEVEDALE
(ALPI CENTRALI)

Collana di pubblicazioni presentate dall'Italia come contributo al
Decennio Idrologico Internazionale

A. DESIO

with the collaboration of

S. BELLONI, A. GIORCELLI and G. ZANON

**Results of Half-a-century Investigation
on the Glaciers of the Ortles-Cevedale Mountain Group
(Central Alps)**

ROMA - 1973

ERRATA CORRIGE

English text

page

97	<i>8th line from the foot of the page:</i>	eastern to of	eastern top of...
101	<i>11th line:</i>	greatest extend...	greatest extent...
102	<i>3th line from the foot of the page:</i>	hysographic...	hypsographic...
	<i>2th line:</i>	deviding...	dividing...

Testo italiano

pag.

22	<i>riga 33</i>	114	<i>leggi</i>	144
99	<i>tabelle 50, 51, 52 e righe 6 e 7</i>	1 s ⁻¹ km ⁻²	<i>leggi</i>	1 s ⁻¹ km ⁻²

FOREWORD

The present report is a summary of a major Italian work entitled I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrali) compiled by Ardito Desio with the collaboration of Severino Belloni and Augusto Giorcelli, and published by the « Comitato Glaciologico Italiano » (Italian Glaciological Committee) with financial contribution of the Italian Council of Research, the Direction of Study and Research of Enel, the Administration of the State Forests - Stelvio National Park, and the Department of Public Education of the Trento Province.

The volume, which was mostly written by Desio in 1944, contained the results of the glaciological investigation organised by him and performed with the aid of numerous collaborators during the preceding twenty years. Some difficulties, mostly of financial order, have prevented for long time the publication of the volume. When these difficulties were about overcome, the text needed to be brought up-to-date for including the investigation carried out after 1944.

Belloni and Giorcelli were asked to collaborate not only on the re-elaboration of new data and the completion of some sections of the book, but also on the glaciological survey on many glaciers.

The complete report is prevalingly a documentary report which was compiled with the principal purpose of offering to the scholars a large number of original and unpublished data.

In the present report the whole documentary sections of the book are omitted. The general questions and the conclusions deduced from the data collected during a forty-years period of investigation are about completely included. On this part of the present report some improvements were introduced and also a final paragraph

was added. It concerns the investigations by G. Zanon on the mass balance of the Careser Glacier.

Before concluding this foreword I wish to thank all my numerous collaborators and particularly Belloni and Giorcelli. Belloni devoted also himself to numerous calculations and to writing some sections of the book.

I am also indebted to professor H. Kinzl of Innsbruck who largely reviewed our monograph on the Ortles-Cevedale glaciers and suggested also some improvements to the present summary.

Ardito Desio

INDEX

<i>Foreword</i>	3
A. Introduction (A. Desio)	7
B. The climatic conditions (S. Belloni)	9
1. Rainfall and Snowfall	9
2. Temperature	11
3. Snow Mantle	15
C. The Descriptive Catalog of the Ortles-Cevedale Glaciers (S. Belloni, A. Desio, A. Giorcelli)	18
1. Definition of a Glacier	18
2. Definition of Glaciological Unit	18
3. The Number of the Glaciers in the Ortles-Cevedale Group	21
4. Classification of the Glaciations and Glacier Types	25
5. The Movement of the Ice in the Glaciers	30
6. The Thickness of the Glaciers	35
7. The Area covered by Glaciers	36
8. The Geographical Distribution of the Glaciers	38
9. The Snowline	44
10. The Orographical Coefficient	46
11. Determination of the Snowline in Ortles-Cevedale in 1944	56
12. Determination of the Snowline in Ortles-Cevedale in 1961	57
13. Comparison with the earlier Snowline Values	58
D. Variations of the Glaciers (S. Belloni, A. Desio, A. Giorcelli)	59
1. Oscillations of the Glaciers Termini	59
2. Scheme of the Recessional Stages and Moraines	61

3. Prehistorical Variations	61
4. Historical Variations prior to 1860	70
5. Variations between 1860 and 1914	70
6. Variations from 1915 to 1924	74
7. Variations since 1924	77
8. Comparison between the Oscillations of the Termini of some Glaciers and the Climatic Variations	88
E. Relationship between Variations of Glacier Termini, Area of Glaciers and Discharge of Streams (S. Belloni)	92
F. Some comments on Mass Variations of the Caresèr Glaciers in the 1966-1971 Period (G. Zanon)	97
1. General Characteristics of the Glacier	97
2. Methods employed in the Mass Budget's Evaluation	98
3. Results for the 1966-67 ÷ 1970-71 Five Year Period	100
References	105

A. INTRODUCTION

Of the more important orographically well defined Alpine mountain ranges which are affected by glaciation, only the Gran Paradiso, the Adamello-Presanella and the Ortles-Cevedale mountain groups fall completely within Italian frontier.

The Ortles-Cevedale group belongs to the Retichs Alps and extends generally from $46^{\circ} 15'$ and $46^{\circ} 40'$ North to $10^{\circ} 22'$ and $11^{\circ} 09'$ East of the Greenwich meridian. The limits of the mountain group are: to the north the Adige Valley, between Spondigna and Merano; to the west the Trafoi Valley, the Stelvio Pass, the Corteno Valley, the Oglio Valley, between Edolo and Ponte di Legno, the Tonale Pass, the Vermiglio Valley, and the Noce Valley from Fucine to Malè; to the east the Rabbi Valley, the Rabbi Pass and the Ultimo Valley up to its confluence with the Adige Valley (fig. 1).

The group consists orographically of four main ranges, with a cruciform arrangement, together with some minor ranges. The centre of the cross lies between Solda Peak and Mt. Cevedale. The highest peak of the group is Mt. Ortles (3899 m) which is offset from the main ridge of the western, or Cristallo range. The Northern, or Vertana range, intersects the Cristallo range near Solda Peak. The eastern, or Gioveretto range, and the southern, or Tredici Cime range, intersect at Mt. Cevedale (3778 m). Mt. Cevedale is itself joined to Solda Peak by a short, high, ice-covered ridge.

The Cristallo range, including the short northern ramification of Ortles, has an east-west trend, and contains the highest summits of the entire group. The minor Confinale range meets the Cristallo range in the north of the area, near Gran Zebrù (3859 m).

The Vertana range runs SSW-NNE and divides at Scudo Peak (3459 m) into two branches, one running north and the other bending round towards a northeasterly direction.

The Gioveretto range trends generally SW-NE, with a number of minor

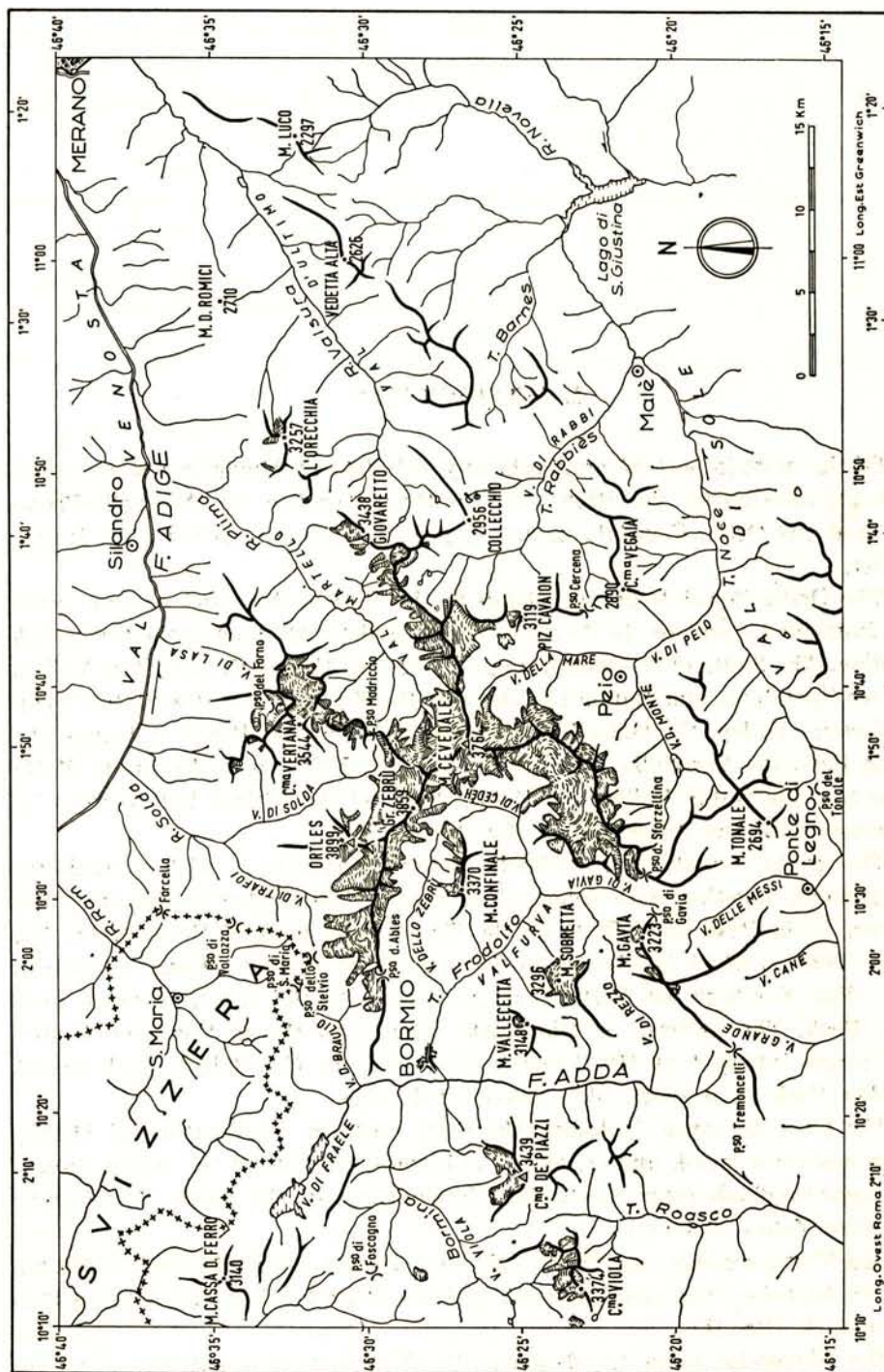


Fig. 1 - Orographic sketch-map of the Ortles-Cevedale mountain group.

ranges extending outwards from the main range, the most important from a glaciological point of view being the Sternai and Cavaion ranges.

The southern range forms an arcuate pattern whose convex side faces towards the southeast. It intersects the Ercavallo range at Corno dei Tre Signori (3359 m).

The Sobretta and Vallecetta peaks together with the Gavia-Savoretta-Pietrarossa range may be considered as a westerly extension of the southern range.

The 132 glaciers of the Ortles-Cevedale group occur in three hydrographical basins: (A) the Adda basin with 48 glaciers, (B) the Oglio basin with 2 glaciers and (C) the Adige basin with 82 glaciers.

A twofold subdivision of the group reveals that only a few of the valleys which contain glaciers in the Adige basin belong to the northern side: Martello, Covelano, Lasa, Cengles, Cerin and Gomagoi. All the remaining glaciers belong to the southern side. Thus 53 glaciers occur in the northern side and 79 in the southern side.

The 132 glaciers dealt with in the present glaciological study are discussed using as a basis principal and secondary drainage basins, beginning with the Braulio valley in the Adda basin, passing to the Oglio and Adige basins and ending with the Trafoi Valley.

B. THE CLIMATIC CONDITIONS

For a glaciological study such as the one presented here, a knowledge of the present climatic conditions is very important. The climatic elements considered are: rainfall and snowfall, temperature, insolation and wind. In addition the variations in the snow mantle recorded in past years have also been considered.

The available data are those collected in the studied area by meteorological stations. Such stations are, however, scarce, and have a wide vertical spacing. To supplement these deficiencies, data from neighbouring areas of similar topography and orientation have also been utilised.

1. Rainfall and Snowfall.

There are not a great deal of data relating to rainfall and snowfall in the Ortles-Cevedale group.

The first stage is to examine the relationship between average monthly precipitation and altitude, as shown in the following table:

Table 1.

Altitude zone	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
above 2000 m	41	43	68	93	102	108	109	111	91	90	82	60
2000 - 1500 m	36	37	40	63	80	101	102	108	83	79	79	50
1500 - 1000 m	28	30	46	55	76	86	86	82	75	87	81	45
1000 - 500 m	22	26	38	57	78	85	87	97	84	79	75	41
below 500 m	32	40	63	84	120	94	100	110	93	103	102	53

From these data the distribution of the average monthly precipitation in the Ortles-Cevedale area seem to be of continental type.

The data of E. Kossinna (1939), who has dealt with seven localities of Ortles-Cevedale, have been used to separate snowfall from rainfall. Using these data it is possible to obtain not only the percentage of the total annual precepitation which falls as snow, but also distribution of snowfall during the year. This has been done by comparing the number of days snowfall with the number of days rainfall each month from information supplied by the Ufficio Idrografico del Po (1921-63) and the Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia (1939-63).

Further interpretation of this data reveals that, at altitudes greater than 1964 m in the mountain group studied, precipitation during January, February and December falls entirely as snow, whereas the months of July, August and September do not have any snowfall ⁽¹⁾. At altitudes between 1740 m and 1500 m January is the only month in which precipitation falls entirely as snow, and four months (June, July, August and September) do not have any snowfall. Below 1500 m, snowfall is insignificant from May to October inclusive.

On the basis of the observations on the variation of annual average precipitation in Bormio between 1921 and 1963 a progressive decrease from 1921 to 1950 can be seen, followed by a tendency to increase.

In the diagrams illustrated in fig. 2 the abscissa represents the average value of the percentage of annual snowfall to total precipitation, and the ordinate represents the relative altitude. The two straight lines *AB* and *CD* correspond to the average value relative to the stations considered, and the broken line represents the average of the two straight lines.

⁽¹⁾ It should be pointed out that some snowfall does occur during the latter three months, but has not been recorded.

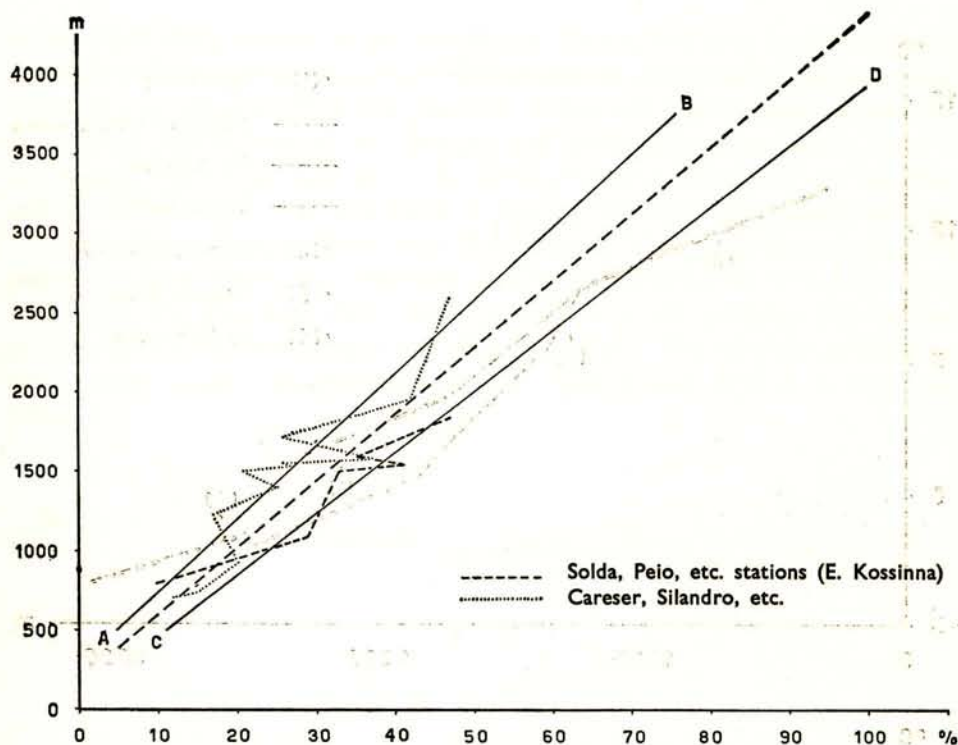


Fig. 2 - Relation between altitude and average annual snowfall.

2. Temperature.

Data on the temperatures in the mountain group studied and in neighbouring areas are scarce, and furthermore the stations contain different types of instruments. Some have thermographs (Bormio, Santa Caterina Valfurva, Trepalle etc.) but others, such as Cancano, only contain maximum and minimum thermometers of Six-Bellani type.

Temperature data over the area studied have been supplied by six stations, and for some of these it has been possible to utilise observations previously recorded in the literature.

The relationships between temperature and altitude are shown in two diagrams in fig. 3.

The gradient of the average annual temperature in the Fraele, Braulio valleys and in Valfurva is $0^{\circ},69$ per 100 m ⁽¹⁾ without considering local factors due to orientation. The gradient in these three valleys shown a tendency to decrease slightly with increasing altitude. The possibility that this is a result

⁽¹⁾ Temperatures are in Centigrade.

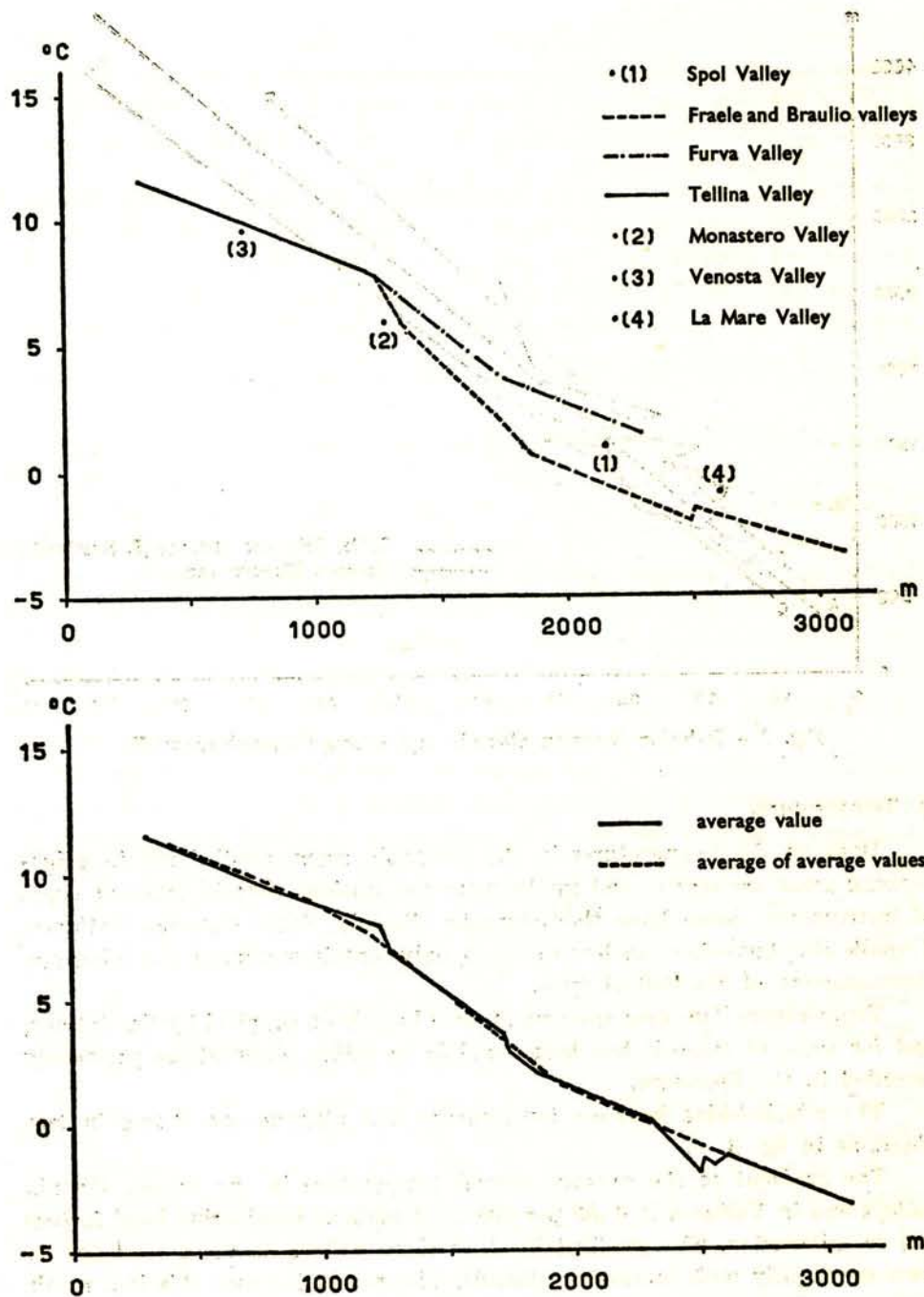


Fig. 3 - Average annual temperature variation with altitude.

of the particular locations of the Stelvio (IV Cantoniera) and the Forni Valley stations, which are situated in wide valleys and on south facing slopes, cannot be ruled out. In Valtellina the gradient of the average annual temperature is $0^{\circ},40$ per 100 m between the Sondrio and Bormio stations. The gradient of the average annual temperature in the Solda, Venosta, Monastero and La Mare valleys is $0^{\circ},55$, and this also tends to fall slightly with decreasing altitude.

The second diagram shows that the variation of the average annual temperature with altitude does not have a linear relationship as it is possible to infer from the following data: below 1000 m = $0^{\circ},40$, between 2000 m and 2500 m = $0^{\circ},44$, between 2500 and 3000 m = $0^{\circ},42$. The average gradient of the average annual temperature between 3000 m and 3100 m is $0^{\circ},54$ per 100 m.

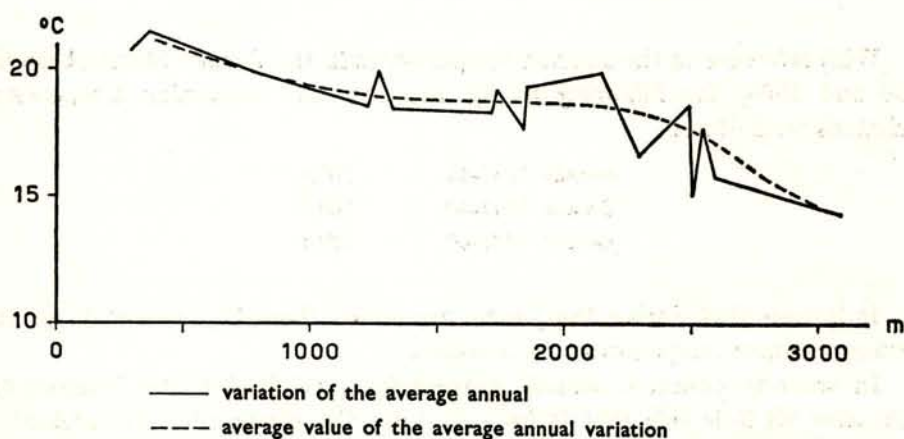


Fig. 4 - Variation of the average annual temperature with the altitude.

The relationship between the average annual temperature fluctuation and altitude is shown by the diagram in fig. 4, where the broken line indicates that the average annual temperature fluctuations falls $0^{\circ},23$ per 100 m between 298 m and 3100 m.

In order to eliminate local influence from the above diagram, the average value of the variation of the average annual temperature has been calculated for every 500 m, and the table 2 (page 14) is obtained.

Using the values in the second column the broken line shown in the diagram can be plotted. It then appears that the variation of the average annual temperature decreases very slowly between 2500 m and 3000 m, with an average variation of $0^{\circ},05$ per 100 m, and it decreases very rapidly, between 2500 m and 3000 m, with an average variation of $0^{\circ},6$ per 100 m.

Table 2.

Average height m	Variation of the average annual temperature °C
400	21,1
750	20,1
1250	19,0
1750	18,8
2250	18,5
2750	16,1
3050	14,5

With reference to the summer temperatures in the Bormio Station between 1930 and 1963, the following results are obtained concerning temperature variations with time:

decade 1931-40	16°,8
decade 1941-50	16°,8
decade 1951-60	15°,4

It is seen that during the period mentioned there is a tendency for the average summer temperatures to decrease.

In order to obtain a climatic pattern for precipitation and temperature (and after all it is this that is important for the glaciological researches), a series of diagrams (fig. 5) have been constructed for the stations providing the most data following the method of C. P. Péguy (1961). Applying these diagrams to the Ortles-Cevedale group, three climatic zones can be distinguished:

First zone, or valley floor zone, below 1500 m, where the months are either temperate or cold and damp. The temperate months are predominant, and rainfall predominates over snowfall.

Second zone, or medium-alpine zone, between 1500 m and 2000 m, where the months are either freezing, cold and damp, or temperate; there is a predominance of the cold and damp months.

Third zone, or alpine zone, above 2000 m, characterised by the absence, or virtual absence, of temperate months. This zone has the maximum snowfall and the lowest temperatures.

The glaciers of the mountain group investigated obviously belong to the third zone, and only a few of the major glaciers, belonging to the northern side, have fronts which extend, below the lower limit of this zone.

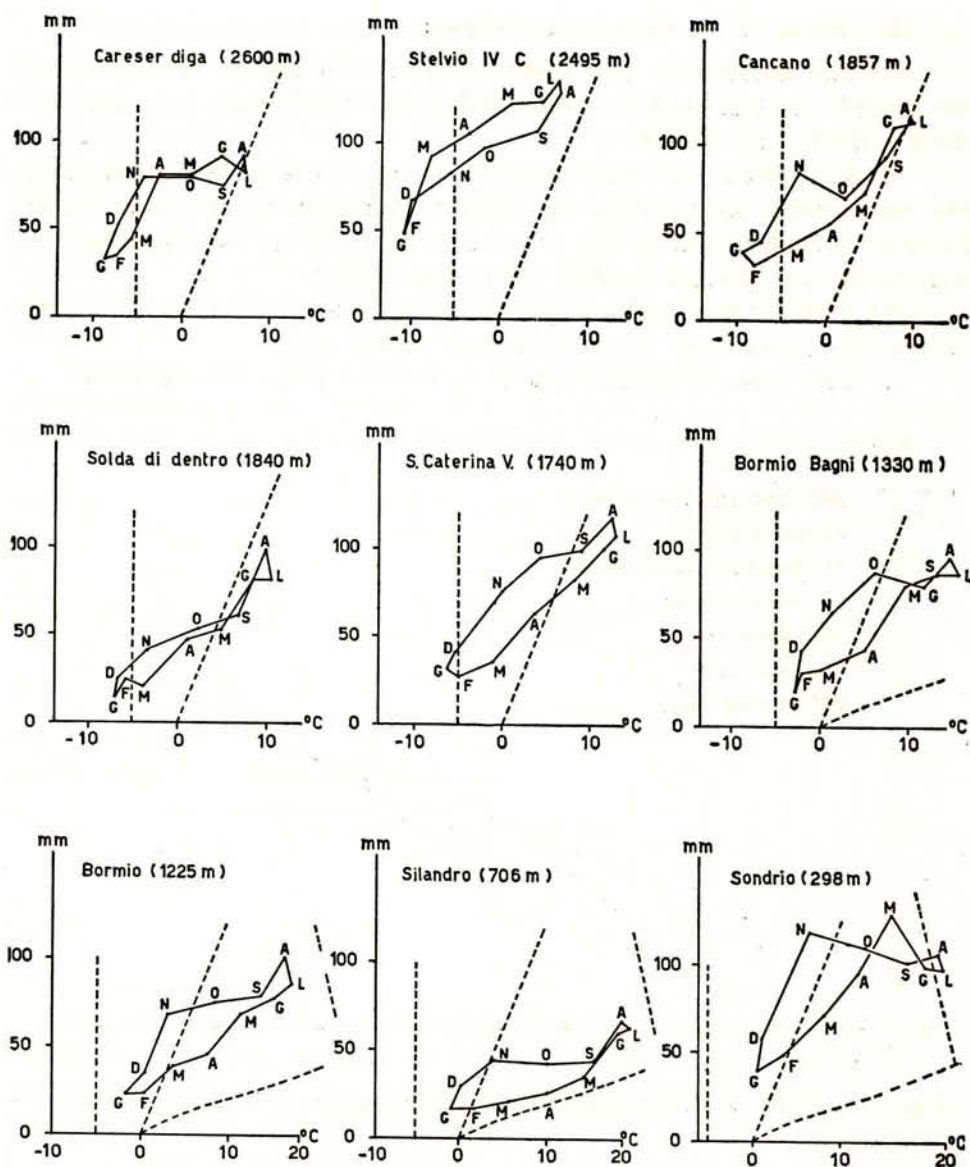


Fig. 5 - The climograms of nine stations of Ortles-Cevedale area.

3. Snow Mantle.

Data on the snow mantle of the region studied are scarce and of diverse origin; they deal mainly with the valley floor.

The sources of the data are as follows:

a) The isodiamenes map (lines of equal snow mantle permanence on the ground) of E. Kossinna (1939) dealing with the Eastern Alps, and having a scale of 1 : 1 million.

b) F. Abbadesse (1954) published two maps, one an isodiamenes map, and one showing the thickness of the snow mantle in the Po basin on the 1st April of average year for the period 1933 to 1952; this was based on data from 31 stations situated between 200 m and 2600 m.

c) V. Giacomini and S. Pignatti's map (1955) to the scale of 1:27.000, showing the isodiamenes of the Alpe dello Stelvio zone.

d) Data from 15 stations located in the area under investigation.

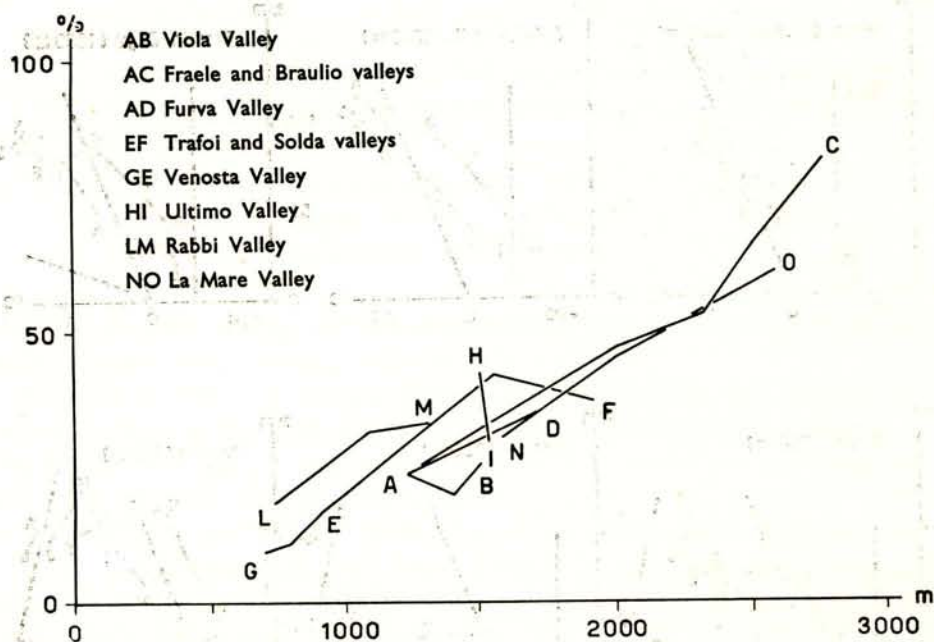


Fig. 6 - Average annual permanence of snow mantle as a function of altitude.

Using the above data the diagram shown in fig. 6 has been plotted, in which the abscissa represents the altitude, and the ordinate represents the average annual permanence of the snow mantle on the ground expressed as an annual percentage.

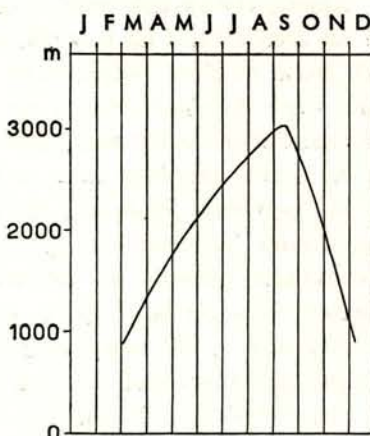
This diagram shows that the average annual permanence of the snow mantle increases somewhat regularly with altitude in all of the valleys studied with the exception of the Viola, Trafoi, Solda and Ultimo valleys.

The average annual permanence at Pedenosso, in the Viola Valley, is less than at Bormio, although the latter station has an altitude 175 m below that of the former station. This fact is probably a result of the southerly orientation of the Pedenosso Station which is also sheltered from the prevailing winds.

In the Trafoi and Solda valleys the average annual permanence at Solda di dentro is lower than at Trafoi, although the latter station has an altitude 452 m lower than the former. This is due to the lower precipitation rate at Solda di dentro (607 mm/year) compared with Trafoi (921 mm/year); the difference in precipitation between the two stations is particularly great in January: 14 mm at Solda di dentro and 36 mm at Trafoi.

In Ultimo Valley the average annual permanence at Santa Gertrude (which has an altitude 36 m below that of S. Elena) has a greater value than for S. Elena, but only because the values considered refer to different periods of time.

Fig. 7 - Relation between altitude and average permanence of the snow mantle in Ortles-Cevedale area.



Furthermore from the observations shown in the diagram the average increase in the average annual permanence of the snow mantle can be deduced for every 100 m of altitude. The values are as follows: Viola Valley 0,69%, Fraele and Braulio valleys 3,79%, Valfurva 3,44%, Trafoi and Solda valleys 2,01%, Venosta Valley 3,85%, Rabbi Valley 2,58% and la Mare Valley 3,01%.

The diagram shown in fig. 7 was compiled by P. V. Höllerman (1964) after E. Kossinna and R. Albertini, and shows the average monthly duration of the permanence of the snow mantle in the Ortles-Cevedale region from 900 m to the altitude of the snowline.

From the diagram it is possible to infer that the maximum average monthly altitude of the snow mantle shifts from January to February with increasing altitude, and the minimum shifts in a similar manner from July to August.

C. THE DESCRIPTIVE CATALOG OF THE ORTLES-CEVEDALE GLACIERS

1. Definition of a Glacier.

The definitions of a glacier in the glaciological and geographical literature are many and varied. For an area of ice and snow to be considered a glacier it is generally accepted that movement is necessary. In fact, however, there are doubtful marginal cases. Very small glaciers exist which have all the morphological characteristics of a glacier, such as the presence of green ice, crevasses, stratification, moraines etc.: and there are also ice blankets which do not have these features.

If movement is a characteristic sufficient to distinguish a small névé field from a glacier, it is not sufficient to distinguish blankets of ice from a glacier.

Among the smaller glaciers of the Ortles group the Cima Madriccio Glacier had an area of 3,71 ha in 1926, and the Scorzuzzo Glacier an area of 3,09 ha. Both these glaciers, which have now disappeared, had morphological features which were sufficient criteria for them to be classed as glaciers: well defined catchment area clearly recognisable from ablation area, green ice, definite stratification, and moraines more or less developed. Alternatively on the northern side of the Ortles Peak and elsewhere, isolated ice masses occur, such as the long, narrow ice mass occupying the floor of the Plaies gorge, which cannot be considered glacier. At the most the ice mass in the Plaies gorge can be described as a glaciated gully, even if the area reaches 5 ha, because it does not have any of the morphological features of a glacier, such as a distinction between catchment and ablation areas, stratification, crevasses, moraines, etc.

In conclusion, it is considered that a glacier may be defined not only on the basis of ice mass movement, which sometimes is very difficult to verify, but more important on the criteria of physical and morphological features, such as the presence of a distinct catchment area clearly recognisable from the ablation area, green ice, stratification, crevasses and moraines. These characteristics are, of course, not always all present, depending on the local morphological conditions.

2. Definition of Glaciological Unit.

Apart from the ideas discussed above it is also necessary to define a glacier in the sense of a *glaciological unit*. Glaciers are often dealt with by listing those belonging to a mountain group, discussing their statistics etc., but seldom the question of a glacier as an individual glaciological unit is treated.

K. Sonklar (1857) and A. Heim (1885) discussed this argument. Sonklar

stated that "a Gletscher-Individuum must have its own downstream flow, because a glacier loses its independence if it coalesces with another, and then must be regarded as part of the main glacier which forms at the confluence". Alternatively A. Heim has stated "that it is often a problem to decide whether a glacier, when two of its branches are in contact for only a short distance, should be regarded as a single one or as two separate glaciers". O. Marinelli (1910) believes that glaciers which have "in some way their own life, that is distinct catchment basins and fronts", must be regarded as distinct individuals.

A. Supan (1921) has expressed similar ideas and adds: "if clear ice sheds separate one glacier from another, each is an individual that is a hydrographical unit". This seems to be fundamental in distinguishing individuals. Of the exceptions, however, it will be sufficient to mention here the situation of the glaciers covering high mountain plateaus which have small fronts projecting into different hydrographical basins.

It is concluded, therefore, that ice bodies having catchment and ablation areas independent from those of other glaciers, and autonomous life occupying distinct hydrographical basins are to be regarded as glaciological units.

Some doubts regarding glaciological units arise as a result of lateral contacts of appreciable length, or the phenomena of confluence and diffuence. The Ortles-Cevedale group presents many different situations, some of which merit discussion as examples.

For instance Cedèh and Gran Zebrù glaciers have often been considered as a single glacier displayed in a arc around the head of the Cedeh Valley. In fact it is not entirely clear whether or not a real discontinuity occurs between the ice masses below the Cevedale Pass, because in that small area the ice is buried beneath abundant glacial debris. Despite this the Cedeh and Gran Zebrù glaciers have completely separate catchment basins and ablation zones. Consequently a lateral contact in this area cannot have much significance, since even if a contact does exist it cannot extend for more than a few hundred metres.

Doubt may arise concerning a further subdivision of the Gran Zebrù Glacier which consists of not less than four adjacent ice flows in close contact. These flows have catchment basins which are only in part common, and which protrude downwards with four distinct lobes. Clearly if each sector of the catchment zone can be linked with a corresponding segment of the terminus, such ice flows can not be regarded as individuals, and the glacier must be considered as a single glacier.

A further situation occurs in the ice masses which occupy the head of the Martello Valley. Two large ice flows originate from the large névé between

Punta del Lago Gelato and Mt. Cevedale. The northern part of the névé feeds the Vedretta Lunga; the southern part forms the Cevedale Glacier which, prior to 1940, had two terminal flows called Cevedale Glacier and Forcola Glacier.

The Forcola and Cevedale flows occur within gorges which are partly separated by a subglacial dividing ridge. They have distinct terminal tongues, but in the ablation zone the ice masses have almost completely coalesced, and therefore the two flows can be regarded as a single glacier. In fact during the severe shrinkage of the glacier in last decades the two flows have remained coalesced.

The relationship between the Vedretta Lunga and the Cevedale Glacier is of a different type. These two ice flows have completely separate ablation zones, but continuity in the catchment area.

However the continuity is represented by a broad ice ridge at the head of the two gorges containing the Vedretta Lunga and the Cevedale Glacier. From the ridge the ice masses flow not only into these two gorges, but also into the gorge containing the Cedèh Glacier on the Adda basin. The two glaciers (Vedretta Lunga and Cevedale) have independent life, because the two relative ice masses are not really interdependent, even if they are partly fed by the same ice ridge. Similar situations are seen in the Vedretta Rossa, Venezia Glacier in Noce Valley and the Middle and External Zai glaciers in Solda Valley.

The Pozzo glacier, in Martello valley, can also be mentioned, which, until 1941, comprised two flows within two gorges which coalesced at the mouths to form a small terminal flow covered in talus. The glacier subsequently shrunk so that the terminal flow disappeared, resulting in two independent glaciers. Any work conducted before 1941 would necessarily have involved a single glacier.

The situation of a ridge covered by ice which flow in different basins has been briefly mentioned above; it should be remembered that in general the continuity of adjacent glaciers across the ice shed is not a sufficient criterion to unite the glaciers for the purpose of classification provided that other features are completely independent. In fact glaciers covering a ridge must without doubt divide, in a similar manner to rivers, into different hydrographical basins with heads at the ridge line and without any connection between them. The situation is complicated further when dealing with a plateau covered by glaciers from which ablation tongues extend downstream in various directions. The Pietra Rossa Glacier covering the summit of Monticello is an example. Two small frontal lobes flow down northeastwards and southeastwards respectively, and in addition a number of minor lobes are also developed. This glacier is situated on a ridge from which three valleys originate and, applying the concept developed above, this glacier would have to be regarded as at least three separate glaciers although the area covered is only 28 ha. However in this instance it must be understood that the three presumed glaciers are fed

by the common catchment area of an ice-covered dome surmounting the rocky mountain summit, which have the bulk of the glacier; the three glaciers therefore do not have separate identities.

Two theoretical patterns can be considered: a perfect dome covered by glaciers from which a single circular front flows outwards more or less, depending on the orientation; or a domal plateau from which a more or less irregular glacier fringe flows down in all directions. In either situation a single glacier would be involved.

The changing character of the individual glaciological units through time is also of interest; in fact as a result of expansion or shrinkage the morphological characteristics of an individual glacier can change in such a manner as to produce two or more individuals, or two or more individuals may coalesce, in accordance with the concept of individual or glacial units which have been developed above. It is obvious that shrinkage of glaciers results in an increase in the number of glacial individuals, either due to the separation of the individual complexes caused by the emergence of dividing ridges previously covered by ice, or by the isolation of flows by glacier shrinkage beyond a confluence.

On the other hand, a reduction in the number of individuals occurs due to an expansion of the ice mantle for the opposite reasons. It is clear, therefore, that glacier statistics have only a temporary value.

3. The Number of the Glaciers in the Ortles-Cevedale Group.

One of the earliest lists of glaciers in the Ortles-Cevedale group was produced by E. Mojsisovics (1865). He recorded 37 glaciers, nine being of the first order. These are: Vitelli Glacier, Madaccio Glacier, Upper and Lower Trafoi glaciers, Solda Glacier, Lasa Glacier, Vedretta Lunga, Forni Glacier and Gavia Glacier. He listed ten second order glaciers, including la Mare Glacier — which is of first order — and the Pontevecchio Glacier, which disappeared in 1923.

A more complete list was that of J. Payer (1867-72) which contains 60 glaciers; of these, one disappeared in 1923, and the nomenclature of the others appears to be anomalous, some glaciers being united under a single heading.

The first relatively complete figure for the glaciers of the group investigated was that of E. Richter (1888) who recorded 94 glaciers, of which 40 belong to the northern side and 54 to the southern side. 62 glaciers occur in the Adige basin, 29 in the Adda basin and 3 are in the Oglio basin. Richter also listed some glaciers which disappeared prior 1923, whereas others present in that year are omitted. The *Elenco dei Ghiacciai Italiani* by C. Porro (1925) includes the name of 107 glaciers; of these a number did not exist in that period (Zampil Glacier, Carburida Glacier) and others are given two different names.

A. Desio (1927) published what was probably the penultimate list, con-

tainig 118 glaciers, of which 71 belong to the southern side and 47 to the northern side. The Adige basin contained 73 glaciers, the Adda basin 44, and the Oglio basin one glacier.

The final list of glaciers in the group studied was that of the *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (1959-61) by the Italian Glaciological Committee which contains 144 glaciers; 90 glaciers occur in the Adige basin, 50 in the Adda basin and 4 in the Oglio basin.

It only remains to mention the number of glaciers inferred from topographical maps. It should be pointed out that none of the maps show the correct number of glaciers. Even the most recent maps contain glaciers that do not exist, and furthermore the various glacial individuals are not always separated.

The best known old maps are the four small ones produced by J. Payer (1867-72) in which 60 glaciers are shown approximately, but the whole of the Ortles-Cevedale group is not represented.

C. Hoffmann's (1872) map at the scale of 1 : 72,000 contains 87 glaciers, but several of these never in fact existed, whereas some distinct glaciological units are represented as a single glacier. The map of P. Pogliaghi (1883) deals only partly with the Ortles-Cevedale group; 52 glaciers are marked, but more than one does not exist. The *Spezial-Karte der Ortler-Gruppe of D.u.Oe.A.V.* (1891) shows 108 glaciers, several of which do not exist. The map produced by G. Galli (1910) shows 56 glaciers, but the eastern part of the Ortles-Cevedale group is excluded.

The maps at the scale of 1 : 25,000 published by the Istituto Geografico Militare which are up to date as far as 1922, but only partly up to 1931, indicate 132 glaciers, which are described in our monograph (1967), and 14 others which do not exist. In the 1963 edition of these maps: "S. Nicolò", "Martello", "Cima Sternai", "Monte Cevedale", "S. Caterina Valfurva", "Gran Zebrù", "Cima Vertana", "Giogo dello Stelvio", which were mapped aerophotogrammetrically in 1962 are included, together with all the glaciers shown in the previous edition (1908-12), with the exception of 18 glaciers. The configuration of the glaciers is much more accurate and each glacier has been contoured. Many of the non-existent glaciers represented on the previous edition of the maps, published in 1908-12, have been left out from the map at the scale of 1 : 50,000 produced by the Italian Touring Club (1947), which, on the other hand, does not contain some glaciers existent in 1945 (Sluder Glacier and Covelano Glacier).

The third volume of the *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (1959-61) contains the 132 glaciers described in our monograph, with the exception of the San Giacomo and the Ercavallo glaciers.

The list of glaciers in the following pages is the latest presently available and is thought to be the more accurate. In fact, between 1921 and 1966 the

authors has visited 117 of the 132 glaciers in the Ortles-Cevedale group (14 do not exist), and when their features were masked by snow covering, repeated visits were made.

The glaciers in the following list are subdivided on mountain-side, basin and valley. Each glacial unit for reference, has been provided with a Roman numeral indicating the main valley; with a letter for the secondary valley; and with a progressive number for each glacier.

SOUTHERN SLOPE

A) Adda basin

I. BRAULIO VALLEY

1. Scorzuzzo Glacier ⁽¹⁾
2. Platigliole Glacier
3. Vitelli Glacier
4. Inner Cristallo Glacier
5. Central Cristallo Glacier
6. Outer Cristallo Glacier
7. Vedrettino Glacier

II. FURVA VALLEY

a) Zebrù Valley

1. Campo Glacier
2. Camosci Glacier
3. Zebrù Glacier
4. Miniera Glacier
5. Castelli Glacier
6. Montagna Vecchia Glacier
7. Forà Glacier
8. West Confinale Glacier

b) Cedeh Valley

1. Gran Zebrù Glacier
2. Cedeh Glacier
3. Inner Pasquale Glacier
4. Outer Pasquale Glacier

c) Furva Valley

1. Lago del Confinale Glacier

2. Southwest Confinale Glacier
3. Southeast Confinale Glacier
4. Cime dei Forni Glacier
5. North Rosole Glacier
6. South Rosole Glacier
7. Palon de la Mare Glacier
8. Forni Glacier
9. South St. Giacomo Glacier
10. Northeast St. Giacomo Glacier
11. Northwest St. Giacomo Glacier
12. Cerena Glacier
13. Sclanera Glacier
14. Molerbi Glacier
15. Campece Glacier
16. Profa Glacier

d) Gavia Valley

1. Tresero Glacier
2. Dosegù Glacier
3. Passo del Dosegù Glacier
4. North Punta della Sforzellina Glacier
5. West Punta della Sforzellina Glacier
6. Sforzellina Glacier
7. Lago Bianco Glacier
8. Gavia Glacier
9. South Val dell'Alpe Glacier
10. North Val dell'Alpe Glacier

III. VALLECETTA VALLEY

1. Vallecetta Glacier

⁽¹⁾ The local name for glacier is *vedretta*, and therefore we speak about Vedretta dello Scorzuzzo, Vedretta delle Platigliole etc. Vedrettino means small vedretta, that is «small glacier». In some valley of the Adige basin, for instance, the Martello (Martell), Lasa, Solda (Sulden) valleys, the local name for glacier is *Ferner*.

IV. REZZO VALLEY

1. Passo di Savoretta Glacier
2. Savoretta Glacier

B) Oglio basin

V. VAL GRANDE VALLEY

- Pietre Rosse Glacier (pr. p.)

VI. CANÈ VALLEY

- Pietre Rosse Glacier (pr. p.)

VII. MESSI VALLEY

1. Pietre Rosse Glacier (pr. p.)

VIII. VISO VALLEY

1. Ercavallo Glacier

C) Adige basin

IX. UPPER NOCE VALLEY

a) *Monte Valley*

1. Corno dei Tre Signori Glacier
2. Villacorna Glacier
3. Valpiana Glacier
4. Orsi Glacier
5. Cadini Glacier
6. Taviela Glacier
7. Saline Glacier

8. West Vioz Glacier
9. Central Vioz Glacier
10. East Vioz Glacier

b) *Mare Valley*

1. Vallenai Glacier
2. Vedretta Rossa (Red Glacier)
3. Venezia Glacier
4. La Mare Glacier
5. Marmotte Glacier
6. Caresèr Glacier
7. Cavaion Glacier

X. RABBI VALLEY

1. Cima Caresèr Glacier
2. Outer Saent Glacier
3. Central Saent Glacier
4. Inner Saent Glacier
5. South Passo Saent Glacier
6. Rabbi Glacier
7. Sternai Glacier
8. Sassoni di Sternai Glacier

XI. ULTIMO VALLEY

a) *Lago Verde Valley*

1. Lago Verde Glacier
2. Fontana Bianca Glacier
3. Passo Fontana Bianca Glacier

b) *Pracupola Valley*

1. Pracupola Glacier

NORTHERN SLOPE

XII. MARTELLO VALLEY

1. Orecchia Glacier
2. Flim Glacier
3. Soi Glacier
4. Upper Gioveretto Glacier
5. Lower East Gioveretto Glacier
6. Lower Central Gioveretto Glacier
7. Lower West Gioveretto Glacier
8. East Monache Glacier
9. Central Monache Glacier
10. West Monache Glacier
11. Saent Glacier
12. Grames Glacier

13. Serana Glacier
14. Vedretta Ultima (Last Glacier)
15. Vedretta Alta (High Glacier)
16. Cevedale Glacier
17. Vedretta Lunga (Long Glacier)
18. Lago Gelato Glacier
19. Pozzo Glacier
20. Madriccio Glacier
21. Inner Peder Glacier
22. Central Peder Glacier
23. Outer Peder Glacier
24. Livi Glacier
25. Sluder Glacier

XIII. COVELANO VALLEY

1. Covelano Glacier

XIV. LASA VALLEY

1. Lasa Glacier
2. Lower Angelo Glacier
3. Upper Angelo Glacier
4. Small Forno Glacier

XV. CENGLES VALLEY

1. Cengles Glacier

XVI. CERIN VALLEY

XVII. GOMAGOI VALLEY

a) Solda Valley

1. Razoi Glacier
2. Inner Zai Glacier
3. Central Zai Glacier

4. Outer Zai Glacier
5. Northwest Cima Vertana Glacier
6. Southwest Cima Vertana Glacier
7. Rosim Glacier
8. Laste Glacier
9. Upper Beltovo Glacier
10. Lower Beltovo Glacier
11. Passo del Madriccio Glacier
12. Madriccio Glacier
13. Solda Glacier
14. Finimondo Glacier
15. Upper Marlet Glacier
16. Lower Marlet Glacier

b) Trafoi Valley

1. Tabaretta Glacier
2. Upper Ortles Glacier
3. Lower Ortles Glacier
4. Trafoi Glacier
5. Madaccio Glacier
6. Vedretta Piana (Flat Glacier)

Among 132 glaciers enumerated above, 23 were disappeared in 1961.

We give below the list of them with the approximate date of their extinction.

- | | | | |
|---------------|----------------------------|----------|--------------------------------|
| 1) 1937 | Scorluzzo Glacier | 13) 1961 | Central Saent Glacier |
| 2) about 1945 | Outer Peder Glacier | 14) 1961 | Inner Saent Glacier |
| 3) 1949-57 | Cime dei Forni Glacier | 15) 1961 | Sassoni di Sternai Glacier |
| 4) 1950 | South Passo Saent Glacier | 16) 1961 | Flim Glacier |
| 5) about 1955 | Passo di Savoretta Glacier | 17) 1961 | Cima Madriccio Glacier |
| 6) 1957 | Selanera Glacier | 18) 1961 | Livi Glacier |
| 7) 1958 | Vedrettino Glacier | 19) 1961 | Sluder Glacier |
| 8) 1960 | Lago del Confinale Glacier | 20) 1961 | Northwest Cima Vertana Glacier |
| 9) 1960 | Vallecetta Glacier | 21) 1961 | Southwest Cima Vertana Glacier |
| 10) 1960 | Ercavallo Glacier | 22) 1961 | Upper Beltovo Glacier |
| 11) 1961 | Central Vioz Glacier | 23) 1961 | Passo del Madriccio Glacier |
| 12) 1961 | Cima Caresèr Glacier | | |

4. Classification of the Glaciations and Glacier Types.

A great variety of Alpine glaciers is found in the Ortles-Cevedale group as a result of the varied landscape forms, orientation, and altitude of the peaks.

All types of Alpine glaciers are represented, and in addition several other glaciers are included with difficulty in types already known, whilst still others cannot be included at all. In order to classify the glaciers of the group, it is essential to consider the problem of classification of Alpine glaciers, with particular reference to the glaciers in the mountain group being studied.

The term "Alpine glaciers" has been used, and should be related to a *type of glaciation* rather than to a type of glacier.

The grouping of the glaciers of a region with their common characters impart to the glacial cover a peculiar feature which is called *glaciation type* (Desio, 1959). The main types of glaciation are:

a) *Antartic type glaciation*. The glaciers cover an entire continent, and terminate as sheer ice cliffs in the sea (known as a Polar Barrier).

b) *Greenland type glaciation*. The icefield is almost continuous, covering an extensive continental area, and divides into ice tongues which plunge down into the sea.

c) *Alaskan type glaciation*. A large interconnecting network of glacial flows which coalesce in the piedmont area to form a very large ice-fan.

d) *Scandinavian type glaciation*. Highland glaciers, whose margins have thick, protruding, outflowing ice masses which flow into the bottom of fiords and often reach the sea.

e) *African type glaciation*. An ice dome covers the mountain summits, and short flows extend down the slopes.

f) *Himalayan type glaciation*. The glaciers occupy the floor of entire valley systems.

g) *Alpine type glaciation*. The glaciers occupy the upper parts of the valleys and the minor hollows on the upper mountain slopes.

h) *Pyreneen type glaciation*. Small glaciers generally occupy the bottom of cirques or other minor hollows.

i) *Turkestan type glaciation*. Short glaciers occurring in deep mountainous gorges without a catchment basin, and mainly fed by avalanches.

Each of the glaciation types discussed above are in general characterised by a number of glaciers or glacial units of such varied type that a only definition is not possible. In the more intensely glaciated regions individuals combine to form a continuous ice sheet; in other situations individuals are well defined.

It is true that this is due mainly to differences in altitude, and extent of the mountains above the snowline; but even with the same conditions the characteristics of glaciation may differ somewhat due to the landscape forms resulting from the recent geomorphological history of the area, the lithology of the area and its tectonic structure.

"Type of glaciation" is considered to embrace all the particular features of the present glacial phenomena in any mountain group. Type of glaciation is governed by the relationships of climatic characteristics to the orographic and geological features. Furthermore the intensity of glacial phenomenon

depends mainly on climatic factors, and particularly those expressed by the altitude of the snowline related to altitude of the mountain; the characteristics of the glacial phenomenon, that is the glacier types within each mountain group, depend mainly upon geological factors in which orographic factors may also be included.

Using these concepts one subtype of glaciation is recognised in the main mountain groups of the Alps (i.e. M. Bianco, M. Rosa, Gran Paradiso etc.), which can be named after the group with the most prominent glaciological characteristics. A further subtype of glaciation is represented, for example, by the various dolomitic mountain groups of the Eastern Alps. The glacial phenomena of other mountain groups, such as Ortles-Cevedale, Bernina, Disgrazia etc., form an intermediate or, perhaps, a distinct subtype of their own; a further subtype of glaciation is that of Adamello-Presanella.

The association of glaciation subtypes, and the prevalence of one subtype over another, control the overall character of the glacial phenomena of a mountain range. Thus the glacial phenomena of Himalayan, Alpine, Pyrenean etc. types should be defined.

The classification of glacier type is another problem. Intensity of *glaciation* (due to the altitude of the snowline) and *morphology* are the factors which essentially govern the various glacier types, and therefore must be the basis for classification. O. Marinelli has stated that "these naturally assume greater importance with small glaciation".

H. B. de Saussure (1796-1804) considered these ideas when he made the first subdivision of Alpine glaciers into two well differentiated groups. The whole variety of glaciers can be included in this scheme.

Those of one group occur in rather deep valleys, those of the other group are not contained in valleys but spread over the higher slopes. Moreover the former are more extensive and have greater thicknesses and are almost always confined to transverse valleys which form tributaries to the lower, longitudinal valleys.

The former were named *valley glaciers*, and the latter *slope glaciers*. In addition to these de Saussure also introduced the name *first order glaciers* and *second order glaciers*.

This was the first practical subdivision and, although not unanimously accepted, it is accepted by the majority of glaciologists. The subdivision is mainly an orographical classification inasmuch as first order glaciers occupy the valley floor, but at the same time size is also taken into consideration, for a glacier whose tongue occupies the valley floor must be of large size and have an adequate catchment basin. Second order glaciers are smaller in size and their termini do not reach down into the valley bottom, and in general they do not have a well defined tongue or ablation zone.

A third category must now be considered. This is the *plateau glacier* and for uniformity, a third order is to be introduced; but according to Hess (1904) this word is to be restricted to the glaciers spread over large plateaus, like the Scandinavian plateaus.

The morphology of the Alps is too dissected and the snowline at too great an altitude for the development of real plateau glaciers. There are, however, many examples of flat-topped mountains, which can be called *summit plateaus* (Italian "pianoro") even if they are often uneven, and large *strath terraces* ("ripiani") below the ridges.

We can thus introduce a category for *summit plateau glaciers*, in which the Upper Ortles Glacier can be included, although the surface has an appreciable inclination, and *strath terrace glaciers* like the Profa glacier on Mt. Sobretta.

Ridge glaciers can also be included in the third order, so that the glaciers which occupy the summits of the mountain range are combined in the third order.

O. Marinelli (1910) has also added the *talus slope glaciers* which are situated "in the same position as talus at the base of rocky cliff". A further type should also be added: namely the *talus cone glacier* which includes those glaciers occurring in the same position as talus fans (Desio, 1921).

It should be stressed that the three first mentioned glacier types are related to the underlying morphology of the ground, whilst the last two glacier types derive from the similarity in shape, location, and to some extent origin to detrital and alluvial deposits. Thus for simplicity the talus slope and the talus cone glaciers can be regarded as subtypes of slope glaciers.

Slope glaciers can also be distinguished between those occupying a relatively uniform slope and those developed on a terraced slope or slopes with different orientation. The former are *simple slope glaciers*, and the latter *composite slope glaciers*.

The glaciers which more or less completely occupy a gorge (Italian "val-lone"), which are to be called *gorge glaciers*, may be complicated by the confluence of two gorges meeting at different angles. The Zebrù Glacier is an example of this, having two catchment basins, one in the gorge descending from the Ortles Pass in a south-southwesterly direction, the other in the gorge descending from the Miniera Pass in west-northwesterly direction.

The joining of the two ice-streams produce a kind of wide and irregular tongue which is divided by a median moraine into two parts.

Also among the gorge glaciers there are simple and composite glaciers.

In addition, gorge and cirque glaciers may coexist as elongated cirques or short gorges, which represent transitional forms. Some glaciers occupy only a part (and sometimes a very small part) of a cirque or gorge. It is occasionally incorrect to describe these as cirque or gorge glaciers; even if are contained in

hollows with the shape of a cirque or gorge they are sometimes classed as slope glaciers.

There remains to be discussed the glaciers which are referred to by German authors as *Jochgletscher*, which can be translated as saddle or pass glaciers.

Saddle glacier is the term most commonly used, and probably the most correct, since it refers to a particular topographical feature, whereas the term pass relates to a communication between basins.

Examples of *saddle glacier* are rare in the Ortles-Cevedale group and they are not very characteristic. The South Saent Pass and the Dosegù Pass glaciers were of this type.

This example brings to mind the situation of the *reconstructed glaciers* which have developed by the interruption of glacier body by a rocky step, but reform at the foot of the wall.

The foregoing discussion is summarised in the following table, with particular reference to the Ortles-Cevedale glaciers:

Table 3 - CLASSIFICATION OF THE ALPINE GLACIERS.

I order glaciers (valley glaciers)	simple composite	
II order glaciers (slope glaciers)	slope	simple composite talus slope talus fan
	strath terrace	
	cirque	simple composite
	through valley (vallone)	simple composite
III order glaciers (summit glaciers)	summit plateau ridge peak saddle	

Glaciers of all three orders are found at the present time in the Ortles-Cevedale group. 12, or 11,01%, belong to the first order; of these 9 are simple and 3 are composite.

The second order glaciers total 95, or 87,16% of the glaciers of the group. They are subdivided as follows:

- a) 11 slope glaciers (10,09%);
- b) 4 talus glaciers (3,67%);
- c) 2 strath terrace glaciers (1,83%);
- d) 53 cirque glaciers (48,63%) including 8 composite;
- e) 25 through valley glaciers, including 2 composite (22,94%).

Two glaciers belong to the third order, 1,83% of the total, and include:

- a) 1 summit plateau glacier (0,92%);
- b) 1 ridge glacier (0,92%).

The predominance of II order glaciers in the Ortles-Cevedale group is a result of the remarkable altitude of the snowline relative to the average altitude of the mountains and the dissected nature of the morphology.

The rarity of III order glaciers is on the other hand due entirely to the dissected morphology so that the summit areas are in general too small to permit large accumulations of snow and ice.

5. The Movement of the Ice in the Glaciers.

Observations of the glaciers in the mountain group investigated have been carried out to establish the rate of flow of the glacier ice. In almost every instance the measurements have been conducted by arranging numbered rocks which have been surveyed at the most every year in order that the data are related to average annual values.

Since the introduction of photogrammetry for the mapping of glaciers the phototheodolite has been utilised in measurements of flow rates at intervals of a few hours. Photogrammes are taken of a marker, placed on the glacier, from a station at the edge of the glacier. Similar measurements can also be carried out using a normal theodolite but small movements of the marker are more difficult to measure.

The first flow rate measurements of glaciers in the Ortles-Cevedale group were made in 1886 by S. Finsterwalder and H. Schunk (1887) on the Solda glacier. Measurements were not extended to other glaciers until 1923: Vedretta Lunga (E. Feruglio 1923), La Mare glacier (A. Desio, 1925), Caresèr glacier (A. Desio, 1926) and Upper Vitelli glacier (A. Desio, 1927) were measured.

The results of measurements made up to the present on each glacier are given below, maintaining the geographical order. It should be mentioned that the markers placed across the tongues of the Vedretta Lunga in 1929 and the Vitelli glacier in 1927 have not since been surveyed.

Forni Glacier.

Forni glacier has been subjected to the greatest number of measurements. The first line of 73 markers, numbered in red and 10 m apart, was established by A. Desio (1927) on 31st August, 1926 just below "le Guglie", and subsequently surveyed on 6th September 1929, 9th September 1930, 31st August 1931, 8th September 1932, 11th September 1933, 18th August 1934 and 9th August 1935 (fig. 8).

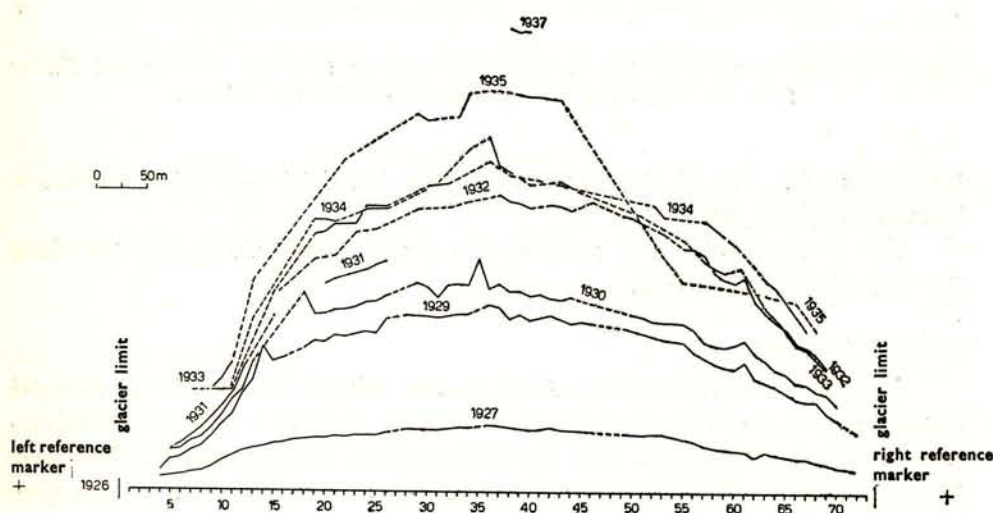


Fig. 8 - Displacement in the line of markers to measure the flow rate of Forni Glacier, from 31st August, 1926, by A. Desio.

A further line of 46 markers numbered in blue and 20 m apart was placed above "le Guglie" on 17th August 1927 by A. Desio. Only 4 markers were found and surveyed on 19th September 1930. C. Chiesa (1930) arranged a final line of 34 red markers, numbered from 101 to 134 and 20 m apart, below "le Guglie" at the beginning of September 1929. These were placed between the two reference markers of the 1926 line, and were checked at the same period each year until 1935, as shown in fig. 9.

An examination of figs. 8 and 9, which illustrate in two dimensions the progress in the 1926 and 1929 lines, gives some idea of the variation in flow rate on the surface of the glacier.

It is apparent that the line of maximum flow rate is equidistant from the glacier edges, but downstream of the section considered it tends to migrate towards the left hand edge. It is also seen that the increase in flow rate from the edges to the centre of the glacier is much greater on the right hand side

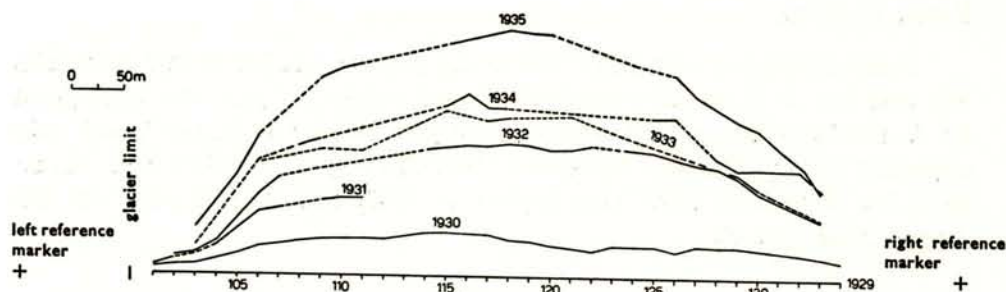


Fig. 9 - Displacement in the line of markers to measure the flow rate of Forni Glacier from the beginning of September 1929, by C. Chiesa.

than on the left, but at about 150-160 m from the right hand edge the rate of increase becomes much less.

The average daily flow rate for the period 1926-1935 is 126 mm along the line of maximum flow.

DOSEGÙ GLACIER.

A. Desio (1927), on 26th August 1926, placed 21 markers 20 m apart across the tongue of the Dosegù glacier 650 m upstream from the terminus. The line was surveyed on 13th September 1926, 1st September 1929, 13th September 1930, 29th August 1932, 6th September 1933 and 20th August 1934 by C. Chiesa (fig. 10).

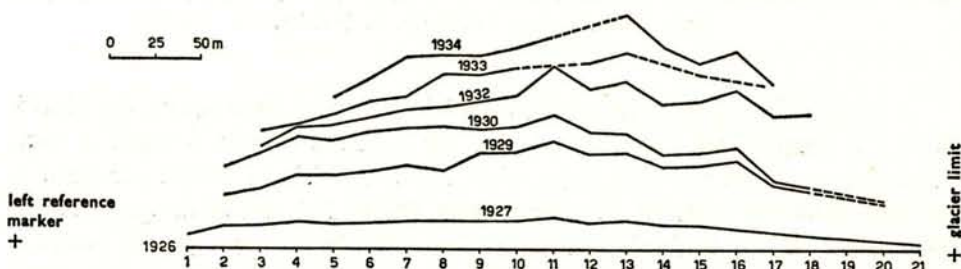


Fig. 10 - Displacement in the line of the markers to measure the flow rate of the Dosegù Glacier from 26th August 1926, by A. Desio.

Fig. 10 shows that the line of maximum flow rate seems to correspond to marker 11, as a result of continuous surveying with the exception of 1933. The relative position of marker 11 for the missing survey can, however, be inferred by extrapolation from a consideration of the movement of the neighbouring markers.

The maximum flow rate occurred, therefore, in 1929. There was a uniform decrease in flow rate during subsequent years; this can be interpreted not only as an annual decrease in the flow rate, but particularly as a decline in flow rate in a downstream direction.

The average daily flow rate along the line of maximum flow during the period 1926-1934 was 37 mm.

LA MARE GLACIER.

A line of markers, numbered 1 to 19, were positioned across the main tongue of the glacier between the two reference markers on August 10th 1925 by A. Desio. The markers were subsequently surveyed by A. Desio (fig. 11)

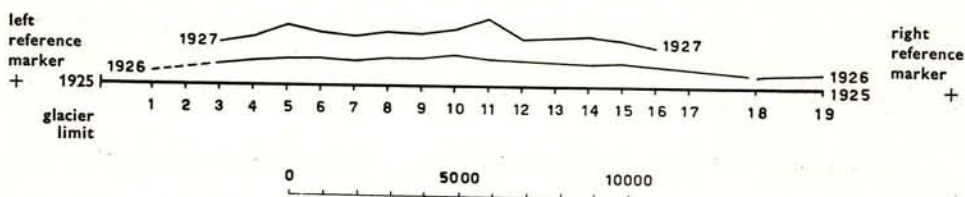


Fig. 11 - Displacement in the line of the markers to measure the flow rate of the La Mare Glacier from 10th August, by A. Desio.

on 23rd August 1926 and 8th August 1927. The maximum displacement in 1926 was found to be 8,75 m for marker 10, which was more or less equidistant between the glacier edges. Between 1926 and 1927, however, marker 11 recorded the maximum displacement of 12 m, which corresponds to an average daily flow rate of 34 mm, as opposed to an average of 23 mm for the previous year. The average daily flow rate for the two years was 28 mm.

CARESÈR GLACIER.

A line of markers numbered 1 to 20 and spaced 20 m apart was positioned by A. Desio on 22nd August 1926, at a distance of 870 m from the terminus (fig. 12). These were subsequently surveyed on 3rd September 1931 and 29th August 1932.

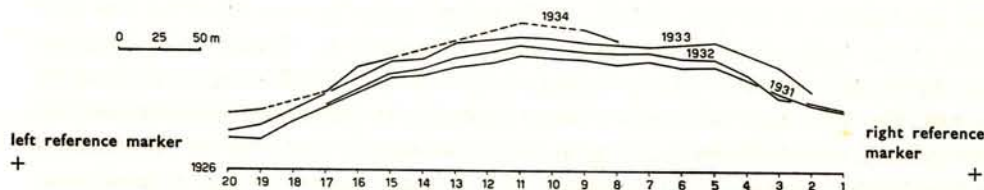


Fig. 12 - Displacement of the markers to measure the flow rate of the Carese Glacier from 31st August, 1926, by A. Desio.

A similar situation exists for this glacier as described above for the other glaciers, that is the variation in flow rate depends, at last partly, on the subsequent topographical position of the marker. The average daily flow rate between 1926 and 1935 was 26 mm.

SOLDA GLACIER.

As mentioned at the beginning of this chapter, the first flow rate measurements were conducted in 1886 on the Solda Glacier by S. Finsterwalder and H. Schunk (1887), during the mapping of the glacier. Further measurements were carried out in 1890 during another mapping by A. Blümcke and S. Finsterwalder (1890) using a line of 19 rock markers. E. Rudel (1902), however, only surveyed the movement of a stone in the lower part of the glacier tongue between 1895 and 1901. S. Finsterwalder and M. Lagally (1913) undertook further surveys on a series of 10 rock markers in 1906, 1907 and 1911.

The average flow rate of the glacier during the period of observation was 93 mm.

Although the surveys carried out on the 5 glaciers refer to different periods of time, of varying duration, and to some extent to different sections of the glacier, it is interesting to compare the data obtained. The average flow rates are listed below in decreasing order:

Forni Glacier	126 mm
Solda Glacier	93 mm
Dosegù Glacier	37 mm
La Mare Glacier	28 mm
Caresèr Glacier	26 mm

The largest glacier has the greatest flow rate, but the same relationship does not hold for the slowest glacier. In fact for the first two glaciers listed there is a relationship between flow rate and size, but for the last three glaciers the relationship is inverse. Little can be stated regarding the effect on the flow rate of the inclination of the glacier tongues because in almost every instance the inclination is 17° ; the exception is the Caresèr Glacier whose inclination is 11° . The flow rate of the ice masses probably depends to a large extent on the ground configuration relative to the cross-section, and also to the configuration further upstream. The changes in flow rates along the line of maximum flow of the various glaciers, which as shown above may occur in very short distances, is a certain proof of this.

For comparison the average daily flow rates of other Alpine glaciers, according to J. Tricart and A. Cailleux (1962), are listed below:

Frontière Glacier	466-205 mm
Hintereisferner	330-55 mm
Noir Glacier	220-123 mm
Pasterzee Glacier	137 mm
Teodulo Glacier	137-96 mm
Gorner Glacier	110-49 mm

6. The Thickness of the Glaciers.

Measurements of ice thickness in glaciers are generally carried out at the present by seismic reflection techniques, but in the Ortles-Cevedale group, only Forni and Caresèr glaciers have been measured using these methods.

During 1953 the Fondazione Lerici of Milan Engineering School carried out seismic reflection and refraction measurements in order to test some instruments.

The results were published by R. Cassinis and E. Carabelli (1953), and show that the thickness of ice at the « piazzale » of Forni Glacier varies from 70 m to 150 m, the maximum occurring approximately at the confluence of the ice flows from the eastern and western basins.

During the summer of 1958 the Applied Geophysics Institute of Milan Engineering School carried out measurements of the thickness of ice in the Caresèr glacier using the seismic reflection technique. The results show that the ice has an average thickness less than 100 m (E. Carabelli, 1964).

The thickness of glacier ice, to a good approximation, can be calculated by the formula suggested by C. Somigliana (M. Calciati, 1945). This states that the thickness of the ice is a function of the flow rate, inclination and width of the glacier, and the formula is shown below:

$$V = \frac{\rho g \sin \alpha L^2 M^2}{2 \mu (L^2 + M^2)} \quad (1)$$

where V is the surface flow rate of the glacier in cm sec^{-1} ; ρ is the density of the ice and is approximately 0.9; g is the acceleration due to gravity and equals 981 cm/sec^{-2} ; α is the inclination of the glacier; L and M are the horizontal and vertical radii of the semiellipse which represents the fluid section of the ice, that is the half width and the depth of the glacier; μ is the viscosity coefficient of the glacier, and is approximately 1×10^{14} .

From formula (1) the value for M^2 is obtained:

$$M^2 = \frac{2\mu V L^2}{\rho g L^2 \sin \alpha - 2\mu V}$$

$$M = \left(\frac{2\mu V L^2}{\rho g L^2 \sin \alpha - 2\mu V} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

M is obtained by introducing the values for V , $\sin \alpha$ and L in formula (2), and represents the thickness of the ice mass at the time and place of the flow rate measurement.

The results obtained are shown in the following table:

Table 4.

Glacier	Year	m	Markers
Forni Glacier	1935	151	marker n. 36
Forni Glacier	1935	134	marker n. 118
Solda Glacier	1907-11	56	800 m from the terminus along the line of maximum flow
Dosegù Glacier	1929	73	marker n. 11
La Mare Glacier	1927	55	marker n. 11
Caresèr Glacier	1931	74	marker n. 11

It is not effective to compare the data shown above with those from seismic methods, although there do not appear to be any discrepancies.

For comparison, the thickness of other Alpine glaciers are shown below from the data of J. Corbel (1962).

Aletsch Glacier	792 m
Unteraar Glacier	440 m
Mer de Glace	322 m
Argentièrre Glacier	240 m
Étendard Glacier	110 m

These thicknesses, with one exception, are much greater than for the glaciers in the group investigated. This is undoubtedly due to the larger size of the above listed glaciers than those in the Ortles-Cevedale group.

7. The Area covered by Glaciers.

The area of the mountain group studied which is covered by glaciers has been measured using a polar planimeter on the topographical maps at the

scale of 1 : 25 000 produced by the Istituto Geografico Militare (I.G.M.) and revised in field by the authors.

The results obtained represent average values from repeated planimetric measurements.

Because of the method used to measure these areas it must be stressed that the measurements are approximate. In fact the measured areas will be slightly smaller than the actual area of glacier cover since the maps used are merely projections onto a horizontal plane. The approximation is less, in general, for small glaciers (highly inclined) than for large valley glaciers. Although the data obtained are not expected to be definitive or precise values, they are more reliable than previous efforts, and can at least be regarded as provisional figures. For these reasons the data of the topographic mapping and revisions are not reproduced here, and results are shown only to two decimal places.

The errors in the data for the Caresèr Glacier may be calculated by comparing the values obtained from planimetric measurements on the maps of I.G.M. with those obtained in 1933 from stereo-photogrammetrical survey on a scale of 1 : 5 000.

Area calculated from the maps of I.G.M.	589,72 ha
Area calculated by stereo-photogrammetrical survey	541,63 ha
Difference	48,09 ha

The error is therefore a positive value of about 8%, and is due to a number of factors: firstly to an excessive area of glacier cover marked on the I.G.M. maps; secondly to a greater actual extent of the glaciers during the period of survey compared with their extent in 1933. The corrections applied to the Caresèr glacier are restricted almost entirely to the lower part, because in the upper part the particular shape of the glacier masked any clear bedrock outcrops during the shrinkage, although these do appear in several other glaciers.

It has not been possible to calculate the actual area of glacier cover in the region using contour lines because some glaciers have not been contoured, and in the majority of instances where contours are included the spacing of 100 m is too great. Thus no reliable results could be obtained from this method.

The 8% error referred to above is considered to represent the maximum error for the glaciers of the Ortles-Cevedale group, and is undoubtedly a more accurate figure than given by earlier authors. However, it should always be remembered that the aerometric data quoted are very approximate, and for this reason these data are used here only as a whole or for broad comparative purposes.

The area covered by ice in the Ortles-Cevedale group, based on the methods outlined above, is 96,25 km², a much lower figure than the 191,53 km²

calculated by E. Richter (1888). The difference is 95,28 km², that is 49,75% more than the figure given in this study. This great variation can only be explained by the fact that E. Richter used different maps for his calculations. These were the Austrian maps at a scale of 1 : 75 000 (1887), P. Pogliagli's (1883) 1 : 40 000 map, and part of the 1 : 50 000 produced by Meurer and Freytag (1884). An examination of these maps reveals an excessive area covered by glaciers, even in relation to the actual sizes at the times when the maps were produced.

The following differences amongst glacier-covered areas, subdivided into basins, are:

Table 5.

Basins	1888 E. Richter (1) ha	1944 A. Desio (2) ha	1961 A. Desio A. Giorcelli S. Belloni (3) ha	(1) — (2) Difference ha	(2) — (3) Difference ha
Adda	6748,00	5174,60	3802,47	1573,40	1372,13
Oglio	78,80	32,30	8,44	46,50	23,86
Adige	12325,80	8245,30	5814,38	4080,50	2430,92

E. Richter's figures were until recently the most reliable. They were the only available data on the group presently studied, and therefore have been widely reported in every treatise on Glaciology, Physical Geography and Geology.

A. Desio's (1944) figures are based on unpublished, preliminary calculation. The difference between these values and Richter's is due mainly to the shrinkage of the snow mantle between 1888 and 1944.

8. The Geographical Distribution of the Glaciers.

It has already been mentioned that the development of glaciers in an area depends mainly on the extent of the area above the snowline, and also on the orographical conditions. If the glaciers on a map of the Ortles-Cevedale group are coloured it is seen that the most uniform snow mantle occurs in the central part of the area, at the orographical focal point where the various ridges intersect. As discussed earlier, the highest points in the group do not occur here, but are situated to the northwest; however this central part is less dissected. The minor orographical dissection is related to the distribution of the rock types. The highest peaks of the whole group, that is the Gran Zebrù-Reit ridge with

the Ortles branch, are composed of calcareous-dolomitic rocks, whereas the rocks in the central part of the area are phyllites. The calcareous-dolomitic rocks are hard and compact and produce a high relief, whereas the phyllites are friable and give rise to an area of lower relief. In addition the average altitude of the mountains is considerably greater in the orographical centre than to the northwest, where although the ridges and peaks are higher, they are narrow and of small extent, and bounded by precipitous walls which descend to relatively low altitudes.

It is interesting to have some data on the distribution of glaciers on the various sides of the Ortles-Cevedale group.

The divide passing through the Reit ridge, Cevedale and Orecchia can be regarded as the main feature. On the northern side the glacier-covered area is 4148,64 ha, and on the southern side 5476,65 ha. The glacier-covered area on the northern side in 1944 was 6424,54 ha, and on the southern side 7020,67 ha, which seems to be opposed to the normal glaciological conditions of a mountain range. However it must be realised that the division of drainage basins is related not only to a single mountain range, but to a mountain group made up of a network of differently orientated ranges.

The following table shows the extent to which the orientation of the mountain side influences the distribution of glaciers. The glaciers are arranged in groups depending on their orientation. The figures in brackets represent the number of the glaciers, and the other figures correspond to their areas in hectares.

Table 6.

				Total
N (22) 1892,42	NNE (4) 1068,13	NE (8) 166,24	ENE (6) 492,20	glaciers 40 3618,99 ha
E (8) 927,65	ESE (5) 192,39	SE (8) 267,01	SSE (4) 189,45	glaciers 25 1576,30 ha
S (6) 690,88	SSW (1) 17,38	SW (7) 944,26	WSW (0) 0	glaciers 14 1652,52 ha
W (8) 412,56	WNW (6) 353,07	NW (12) 403,79	NNW (6) 1608,06	glaciers 32 2777,48 ha

The situation in 1944, however, was as follows:

Table 7.

				Total
N (25) 2227,96	NNE (3) 86,00	NE (10) 1640,79	ENE (4) 714,14	glaciers 42 4668,89 ha
E (16) 1613,66	ESE (4) 215,34	SE (10) 736,41	SSE (2) 30,32	glaciers 32 2595,73 ha
S (9) 1168,32	SSW (0) 0,00	SW (6) 882,04	WSW (2) 9,37	glaciers 17 2059,73 ha
W (6) 549,17	WNW (8) 244,70	NW (13) 1440,56	NNW (7) 1886,43	glaciers 34 4120,86 ha

The table shows that the largest glacier-covered area and the greatest numbers of glaciers are orientated to the north. The first quadrant is richest both in extent of glaciation and in number of glaciers, and the area covered by ice exceeds a third of the total area.

No glacier is orientated to the WSW, and only one to the SSW, where the ice-covered area extends to only 17,38 ha. The smallest number of glaciers

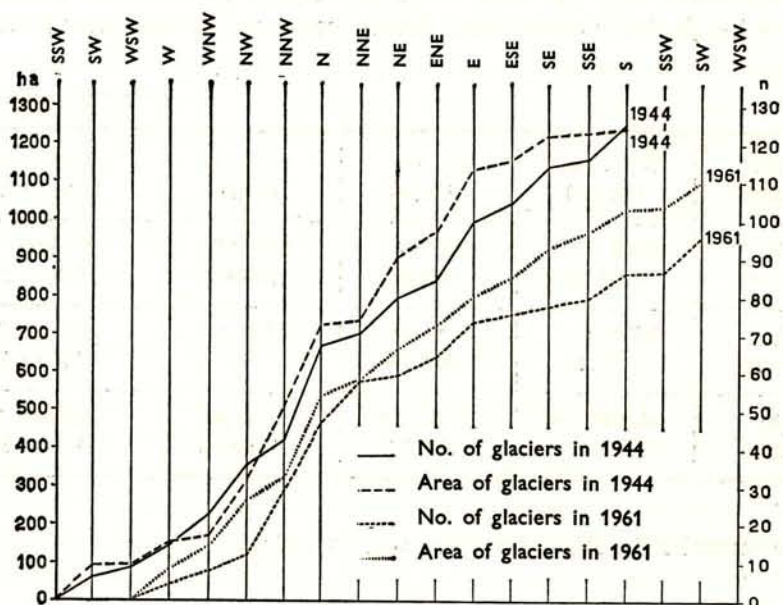


Fig. 13. - Diagrams showing the number of glaciers and the area covered as a function of the orientation in 1944 and 1961.

occur in the third quadrant, and glaciers in the second quadrant are rare. It can be seen that the glacier-covered area of the two northern quadrants is almost double that of the two southern quadrants.

The table also shows that the easterly component is considerably more favourable for the development of glaciers than the westerly component. In fact, by adding the glacier covered areas orientated to W, WNW, WSW, NW, SW, NNW and SSW, and the respective areas with E component, it emerges that the former areas cover 3302,87 ha and the latter cover 3739,12 ha. This difference is due to the fact that the humid winds bringing precipitations are from an easterly direction.

Fig. 13 has been plotted using the data in the two tables above; the abscissa represents the various orientations and the ordinate represents the sum of the areas covered by ice and the sum total of glaciers present in 1944 and 1961.

We will now try to relate the area covered by ice and the number of glaciers to the maximum and minimum altitude of each glacier and their orientation.

Using the table 8 and the diagrams shown in fig. 14, the lines delimiting the area with greatest frequency of glaciers, and the line of minimum glacier altitude, are seen to form a similar pattern to the diagram of the orientation coefficient with $0^\circ \leq i \leq 90^\circ$. The line linking maximum heights, however, has a similar pattern to the diagram for an orientation coefficient where $i = 90^\circ$.

Table 8.

Orientation	No. of glaciers	Maximum altitude m	Limits of the altitude of greatest frequency m		No. of glaciers	Minimum altitude m
N	22	3560	2920	2870	21	2215
NNE	4	3600	3220	2870	4	2260
NE	8	3200	3050	2920	7	2330
ENE	6	3720	3070	2970	3-4	2550
E	8	3760	3120	3020	8	2550
ESE	5	3349	3190	3110	5	2810
SE	8	3600	3350	3075	5-6	2940
SSE	4	3400	3145	3020	2-3	2930
S	6	3640	3275	3040	3-4	2750
SSW	1	3360	3360	3150	1	3150
SW	7	3700	3200	2965	7	2720
WSW	0	—	—	—	—	—
W	8	3778	3270	3100	8	2680
WNW	6	3460	3100	2940	4	2550
NW	12	3520	3050	2920	11-12	2700
NNW	6	3899	3000	2860	6	2420

The greater part of the area covered by glaciers is seen to occur between 3360 m and 2860 m.

The diagram at fig. 15 shows the distribution of the glacier area in relation to the altitude and orientation of the glaciers. For the northern orientation the largest glaciated area is situated at 2900 m a.s.l.; for the southern orientation at 3070 m; For the intermediate orientation the values are enclosed between the two preceding altitudes.

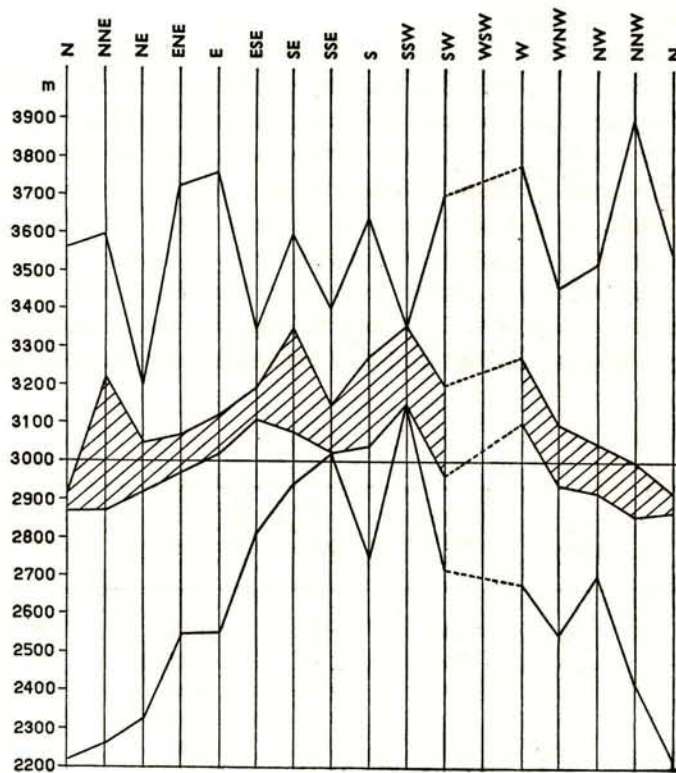


Fig. 14 - Diagram of the altitude zones covered by glaciers as a function of the orientation.

The table and the diagrams above refer to the year 1961.

Data showing the distribution of glaciers within each valley are given in the table 9. The glacier number (in brackets) and the relative areas are arranged for each valley:

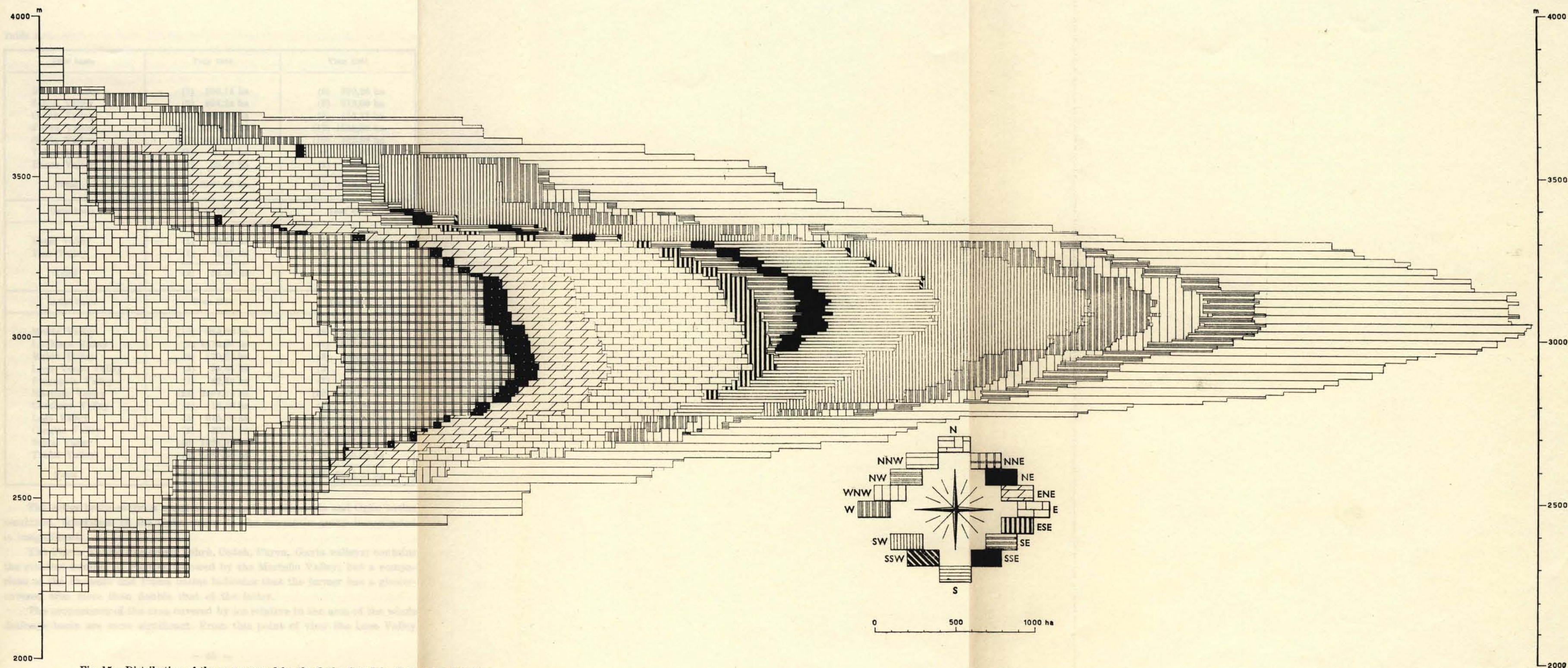


Fig. 15 - Distribution of the area covered by the Ortles-Cevedale glaciers in a function of the altitude and orientation.

Table 9.

<i>Adda basin</i>	Year 1944	Year 1961
Braulio Valley	(7) 590,15 ha	(5) 390,26 ha
Zebrù Valley	(8) 804,24 ha	(8) 613,00 ha
Cedèh Valley	(4) 628,22 ha	(4) 415,81 ha
Furva Valley	(13) 2254,27 ha	(13) 1858,02 ha
Gavia Valley	(10) 810,30 ha	(10) 492,88 ha
Vallecetta Valley	(1) 30,32 ha	(0) 0,00 ha
Rezzo Valley	(2) 50,12 ha	(1) 32,50 ha
<i>Total</i>	(45) 5167,62 ha	(41) 3802,47 ha
<i>Oglio basin</i>	Year 1944	Year 1961
Messi Valley	(1) 28,46 ha	(1) 8,44 ha
Viso Valley	(1) 3,87 ha	(0) 0,00 ha
<i>Total</i>	(2) 32,33 ha	(1) 8,44 ha
<i>Adige basin</i>	Year 1944	Year 1961
Monte Valley	(10) 564,96 ha	(9) 334,39 ha
La Mare Valley	(7) 1570,05 ha	(7) 1212,65 ha
Rabbi Valley	(8) 170,22 ha	(3) 25,32 ha
Lago Verde Valley	(3) 98,64 ha	(3) 68,63 ha
Pracupola Valley	(1) 42,68 ha	(1) 24,75 ha
Martello Valley	(22) 2497,75 ha	(20) 1600,27 ha
Covelano Valley	(1) 18,56 ha	(1) 9,50 ha
Lasa Valley	(3) 615,70 ha	(4) 538,25 ha
Cengles Valley	(1) 30,94 ha	(1) 15,00 ha
Solda Valley	(16) 1467,92 ha	(12) 1017,57 ha
Trafoi Valley	(6) 1167,84 ha	(6) 968,05 ha
<i>Total</i>	(78) 8245,26 ha	(67) 5814,38 ha

The Adige basin covers a much larger area than the Adda and Oglio basins combined. Glaciation of the Oglio valley in the mountain group investigated is insignificant.

The Furva Valley (including Zebrù, Cedeh, Furva, Gavia valleys) contains the greatest number of glaciers, followed by the Martello Valley; but a comparison of the Frodolfo and Plima basins indicates that the former has a glacier-covered area more than double that of the latter.

The proportions of the area covered by ice relative to the area of the whole drainage basin are more significant. From this point of view the Lasa Valley

is the most densely glacier-covered: 18,5% (21,2% in 1944) of its area. The Trafoi Valley follows with 18,2% (22,0% in 1944). La Mare Valley with 16,5% (23,0% in 1944), Zebrù Valley with 14,5% (19,0% in 1944), Gavia Valley with 14,2% (23,3% in 1944) and Solda Valley with 13,6% (19,6% in 1944).

The least glacier-covered basins include the Rabbi basin with 0,5% (3,6% in 1944), Lago Verde basin with 1,6% (2,3% in 1944) and Monte Valley with 4,2% (7,1% in 1944).

Martello Valley, which contains the greatest number of glaciers, has only 10,5% (15,7% in 1944) of its area covered by ice.

The conditions in the Furva Valley are about average for the whole group with 15,3% (18,6% in 1944) of its area covered by ice, together with the Martello Valley already mentioned, and the Braulio Valley with 10,3% (15,6% in 1944).

Excluding small basins with one or at most two small glaciers such as Vallecetta, Rezzo, Messi and others, the proportion of the area as a whole which is covered by ice averages 12,1% (16,9% in 1944).

The Gavia, La Mare, Trafoi, Lasa, Solda, Zebrù and Furva valleys consequently have above average glaciation, whereas Lago Verde, Rabbi, Monte, Braulio and Martello valleys have below average glaciation.

Considering the mountain group as a whole the proportion which is glacier-covered is much lower than the average, that is 4,72% (6,7% in 1944).

It is clear, therefore, that the intensity of glaciation depends upon the area considered or, in other words, on the limits imparted to the group. For this reason the figure of 9,4% obtained by L. Kurowski (1889), although relating to the same total area, is much higher. In fact he used the glacier-covered area as defined by E. Richter (1888) which has been shown to be considerably in excess (191,53 km²) of the value calculated by the present authors.

9. The Snowline.

The snowline is defined as the line which, at certain time, marks the lower limit of an area in which snowfall exceeds melting on a horizontal surface (A. Desio, 1959).

Critical discussions of the various methods of calculating or estimating the altitude of the snowline can be found in various glaciological texts, such as A. Heim (1885), H. Hess (1904), V. Drygalsky and F. Machatschek (1942), R.v. Klebelsberg (1948-49), J. K. Charlesworth (1957), L. Lliboutry (1964-65) etc., and in such special publications as E. Richter (1888), O. Marinelli on the Venetian Alps (1910), G. Dainelli and O. Marinelli on Karakorum (1928) etc. A further discussion is unnecessary here. The various methods are mentioned briefly, and it is accepted that all produce only approximate values, and also that values obtained from direct methods are unreliable.

1. *Method of the summits* (F. Simony, not dated): the snowline lies between the altitude of the lower summits containing glaciers and the higher summits without glaciers, provided that the latter have a morphology suitable for glacier development.

2. *Method of average altitude* (L. Kurowski, 1891): the snowline corresponds approximately to the average altitude of the glacier surfaces.

3. The arithmetic average between the average altitude of the ridges of the catchment area and the altitude of the glacier terminus should provide a value near to the snowline (H. v. Höfer, 1922). Frequently it is very difficult, due to the lack of data, to establish the average altitude of the ridge of the catchment basin and therefore many authors substitute that value with the altitude of the highest peak of that ridge. We will call this method « Höfer's simplified method ».

4. The arithmetic average between the altitude of the peripheral crevasse and the point of emergence of the medial moraines corresponds approximately to the altitude of the snowline (H. F. Reid, 1896).

5. The altitude of the point of emergence of the lateral moraines corresponds to the height of the snowline (N. Lichtenecker, 1937).

6. The altitude of the snowline corresponds approximately, at least for valley glaciers, to the altitude of the contour line dividing the accumulation area from the ablation zone in the ratio 3 : 1 (Brückner, 1906).

7. In valley glaciers the snowline corresponds to the altitude of the contour line separating the upper concave part and the lower convex part of the glacier surface (H. Hess, 1904).

8. The snowline corresponds to the altitude of zero ablation, or *line of equilibrium* of a glacier, determined by a study of the « balance of mass » at different altitudes over a period of a some years (L. Lliboutry, 1964-65).

9. The snowline must lie above the level at which the free surface of the permanent snow begins to predominate, but below the level of maximum snow covering, that is it corresponds to the average of the two values.

It is obvious that the various methods cannot be applied indiscriminately to every glacier, some methods being more suited to particular cases. The results obtained using different methods do therefore not bear comparison, and the altimetric values of snowline obtained by each method would represent more or less approximate values.

It is unnecessary to apply each of the 9 methods to the 132 glaciers in the group to estimate the altitude of the snowline. Since the snowline is a function of the climate, it cannot fluctuate greatly in various parts of the area studied, and must occur at the same altitude for two or more neighbouring glaciers

of similar morphology and orientation. In fact, it must be taken into account that the *climatic snowline* (referred in this work simply as snowline) is distinct from the *orographic snowline* controlled by the orographic features of the region; on this basis a correction factor (the *orographical coefficient*) must be calculated.

10. The Orographical Coefficient.

The *orographical coefficient* is generally the altitude, in metres, by which the average altitude of a glacier falls above or below the snowline because of the influence of the orographical factors, and particularly the shape of the hollow containing the glacier, and its orientation.

The orographical coefficient is therefore made up of two elements: one is determined by the orientation (*orientation coefficient*) and the other is determined by the morphology (*morphological coefficient*).

In order to determine the orientation coefficient A. Desio have calculated the average difference (positive or negative) between the average altitude of the area of the glaciers, which corresponds to the altitude of the orographical snowline and the altitude of the climatic snowline, the data being related to the orientation of the glaciers. The average values for each orientation in 1944, when the snowline was calculated to be at 3050 m, are shown below:

Table 10.

N -110	NNE -108	NE -83	ENE -91	E +12	ESE +95	SE +70	SSE +201
S +63	SSW -	SW +87	WSW +55	W +83	WNW +14	NW -40	NNW -16

The influence of the orientation is clearly seen from the above list and from the continuous line in fig. 16. In fact orientations with a north component have negative values, with the exception of WNW, and orientations with a south component have positive values.

The average values for each orientation in 1961, when related to 3050 m, were as follows:

Table 11.

N -108	NNE -83	NE -121	ENE -38	E +72	ESE +67	SE +159	S +67
S +186	SSW +205	SW +125	WSW -	W +48	WNW -8	NW -38	NNW +11

These values have been used to plot the broken line of fig. 16.

An examination of the two diagrams in fig. 16 shows that they do not give the actual values of the orientation coefficient; some are higher and some lower as a result of morphological conditions such as the inclination of the glacier, the altitude difference between the glacier and the average height of the overlooking ridge, and the morphological type of the glacier.

To determine whether the values have a positive or negative character, the orientation coefficient of a vertical surface at the same latitude (46° N) as the mountain group investigated must be calculated.

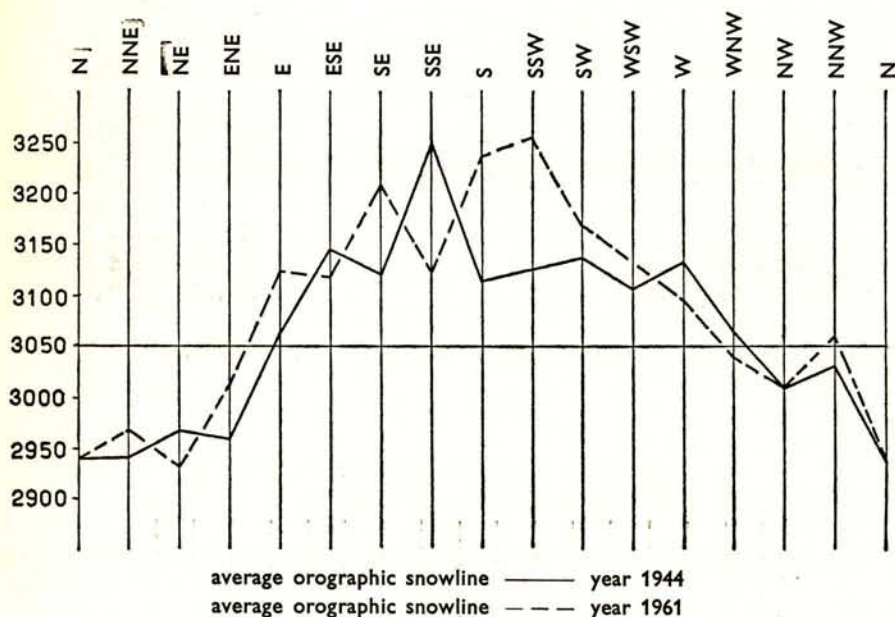


Fig. 16 - Average orographic snow line.

The coefficient can be deduced from M. Umilta's (1939) heliograph diagram for latitude 46° N, shown in fig. 17. This diagram gives the insolation conditions for any point at any date in the year, because it represents the apparent trajectories of the sun for a year relative to a point on the earth's surface of known latitude.

The length of each trajectory has been measured, and multiplied by the number of days in the year (1, 15, 23) for which the trajectory represents the average value; the sum of these lengths equals 7182,2 cm. This number is shown in the diagrams (of ordinate 7182,2 cm) of fig. 18 as a straight line parallel to the abscissa, corresponding to the orientation coefficient of a horizontal surface at latitude 46° N.

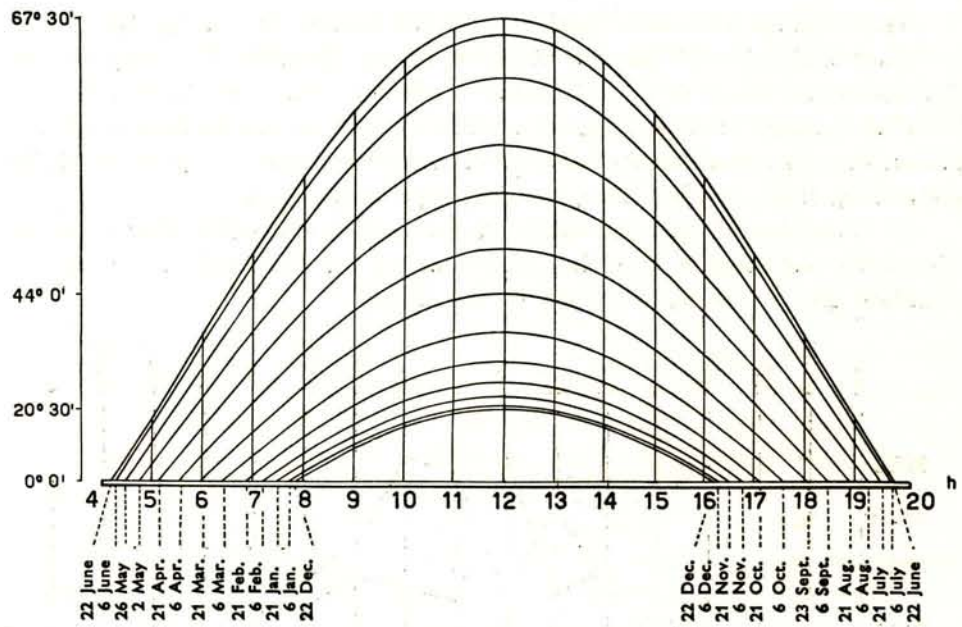


Fig. 17 - Helioregister diagram of M. Umiltà.

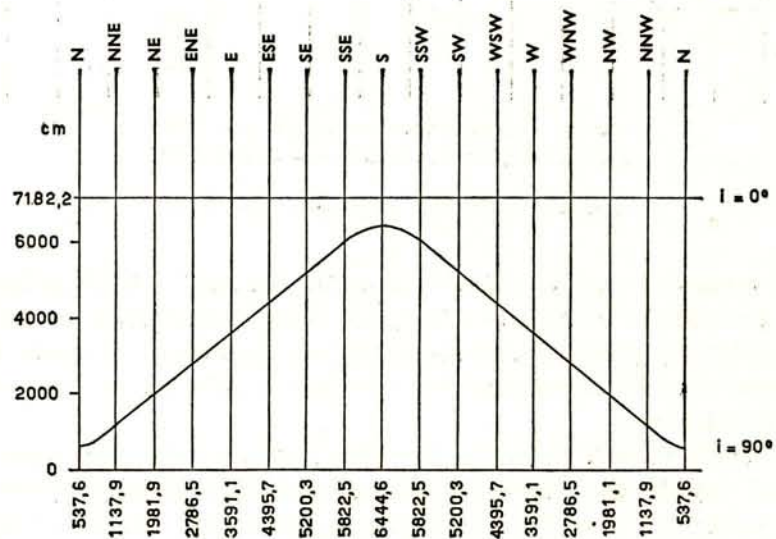


Fig. 18 - Diagrams of the orientation coefficient for a horizontal and vertical surface at latitude 46° N.

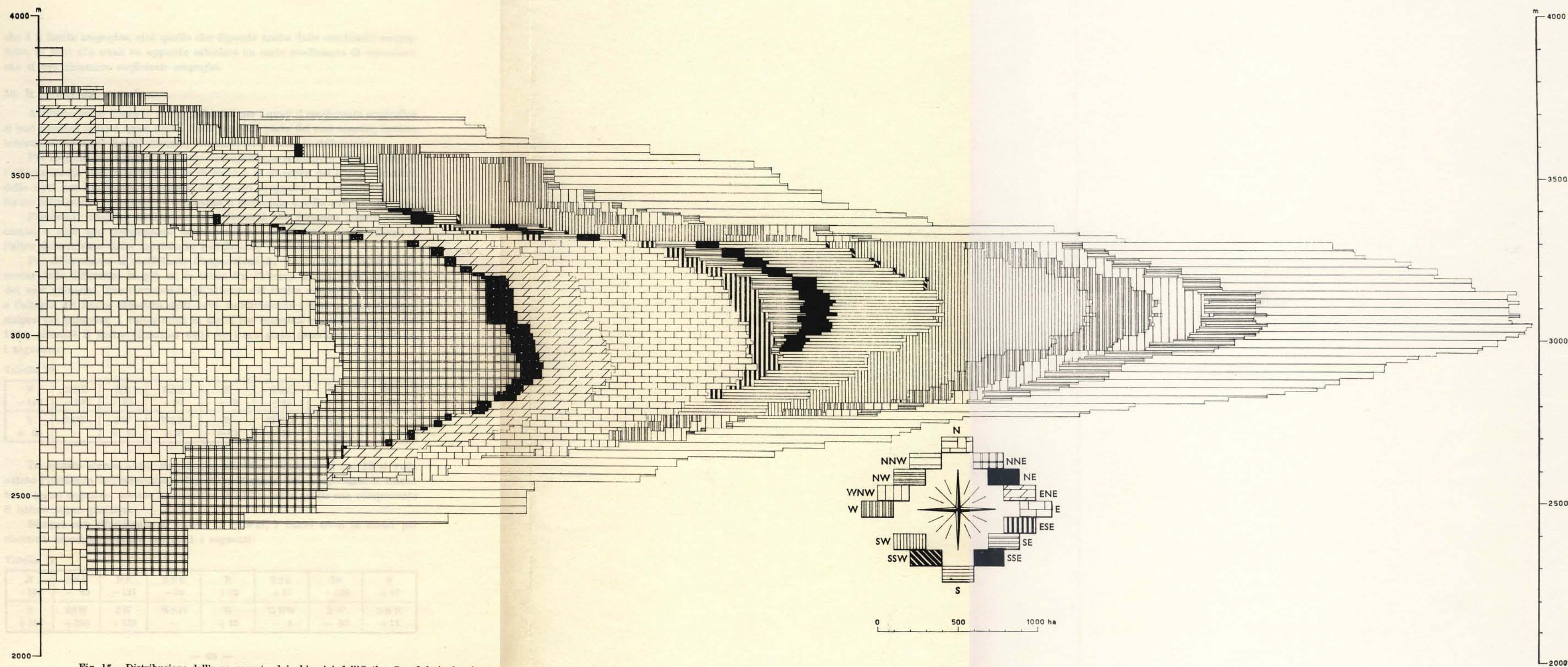


Fig. 15 - Distribuzione dell'area coperta dai ghiacciai dell'Ortles Cevedale in funzione dell'altitudine e della esposizione.

The same orientation coefficient for a vertical surface at the same latitude is given by the curve having a maximum ordinate of 6444,6 cm and a minimum of 537,6 cm.

The orientation coefficient diagram for the glaciers in the group studied is related to the above curve because the orientation coefficient of all surfaces with an inclination between $i = 0^\circ$ and $i = 90^\circ$ is given by curves whose maximum lies between 6444,6 cm and 7182,2 cm and whose minimum lies between 537,6 cm and 7182,2 cm.

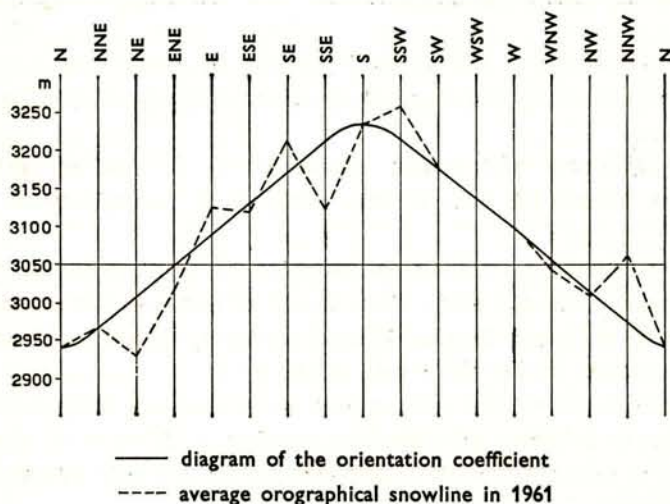


Fig. 19 – Diagrams of the orientation coefficient and of the orographical snowline in 1961.

By deforming the curve $i = 90^\circ$ in such a manner that the maximum and the minimum coincide respectively with the values -108 and $+186$ of the diagram in fig. 16, with respect to the orientation coefficient of the glaciers in 1961, the diagram of fig. 19 is obtained. From this diagram the following average values relative to an altitude of 3050 m have been determined for each orientation.

Table 12.

N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
-108	- 81	- 41	- 1	+39	+79	+119	+159
S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
+186	+159	+119	+79	+39	- 1	- 41	- 81

The differences between these values and those from the 1961 curve are as follows:

Table 13.

N 0	NNE +2	NE +80	ENE +37	E -33	ESE +12	SE -40	SSE +92
S 0	SSW -46	SW -6	WSW (-10)	W -9	WNW +7	NW -3	NNW -92

To understand these differences it should be noted that the orientation coefficient represented by the sinusoid considers only solar radiation and ignores wind influence.

Glaciers orientated with a west component are affected by westerly winds, whereas those orientated with an east component are influenced by easterly winds.

On the whole the prevailing precipitation of Lombardy, and particularly on the Stelvio, is from the east, whereas storms come almost exclusively from the west; in all of Upper Lombardy northeasterly, easterly and southeasterly winds are dominant during the whole of the year.

Thus, glaciers orientated with an east component are frequently influenced by humid winds bringing precipitation causing a descent of the snowline, whereas glaciers orientated with a west component are only affected to a small extent by winds.

It is important to realise that the inclination of a glacier emphasizes the differences between solar radiation on a slope with south component and a slope with north component. For a horizontal surface the results are shown in the following table:

Table 14.

	South	North
Direct radiation during the first and last hours of the day	decrease	increase
Direct radiation in the intervening hours	increase	decrease
Radiation reflected from the opposite sides	increase	increase

Therefore the orographical coefficient of a glacier with a north component is lowered by increasing inclination, and for a glacier orientated with a south

component the coefficient is increased; this is particularly due to the greater intensity of the reflected solar radiation affecting slopes orientated to the south than on slopes orientated to the north.

Although the diagram of the fig. 19 shows the effects of the influence both of wind and inclination, it is impossible to judge these parameters quantitatively without first determining the value of the average morphological coefficient. This coefficient depends solely upon the morphology of the glacier, and its determination is based on an examination of the type of alimentation of each single glacier.

There are three types of alimentation: direct; direct and from avalanches; from avalanches and reconstructed. The average value of the average altitudes of the glaciers for each of these types of alimentation, relative to a height of 3050 m and to the heights obtained using the orientation coefficient of the diagram in fig. 16, is as follows:

Table 15.

Alimentation	Relative to 3050 m	Deduced orientation coefficient	No. of glaciers	Relative to 3050 m	Deduced orientation coefficient	No. of glaciers
Direct alimentation	+ 19 m	+ 30 m	67	+ 16 m	+ 28 m	65
Direct and from avalanches	+ 25 m	- 10 m	35	+ 31 m	- 12 m	33
From avalanches and reconstructed	-162 m	-138 m	9	-156 m	-132 m	7

The height differences in the first column of the first group are related to all glaciers with the respective alimentation types; the vertical differences shown in the first column of the second group refer to the same glaciers, with the exception of the two having the greatest departure from the average.

The values in the second column of the second group suggest that the correction deduced from the orientation coefficient is zero for the direct alimentation type, up to -40 m for the direct alimentation and from avalanches type, and up to -160 m for the alimentation from avalanches and reconstructed.

From an examination of (1) the relationship between the ten morphological glacier types and orientation; (2) the vertical difference between the height of 3050 m and the average height of the area containing glaciers of a certain morphological type and orientation; (3) the average vertical differences between the height of curve in fig. 19 (after correcting for alimentation type), and the average height of the same glaciers; and (4) the average value of the previous value (3) for each morphological type; it is concluded that, on average,

the heights given by the sinusoid of fig. 14 are respectively: 22 m lower than the average height of the glacier area of valley glaciers, 80 m lower than the average height of the area of slope glaciers etc. Therefore the average morphological coefficient gives the following values for the ten morphological glacier types considered:

Valley glaciers	+ 22 m
Slope glaciers	+100 m
Slope debris glaciers	+ 26 m
Strath terrace glaciers	- 1 m
Cirque glaciers	- 2 m
Through valley glaciers	+ 23 m
Summit plateau glaciers	+391 m
Ridge glaciers	+ 41 m

The effects of winds and inclination of the glaciers have also been discussed, and consequently the sinusoid of fig. 14 must be altered using the data in the following table:

Table 16.

N -100	NNE - 94	NE - 54	ENE - 14	E +39	ESE +84	SE +124	SSE +164
S +212	SSW +193	SW +153	WSW +113	W +68	WNW +15	NW - 25	NNW - 65

The diagram of fig. 20 shows the altered sinusoid taking account of the above values. The values of the orientation coefficient and the average value

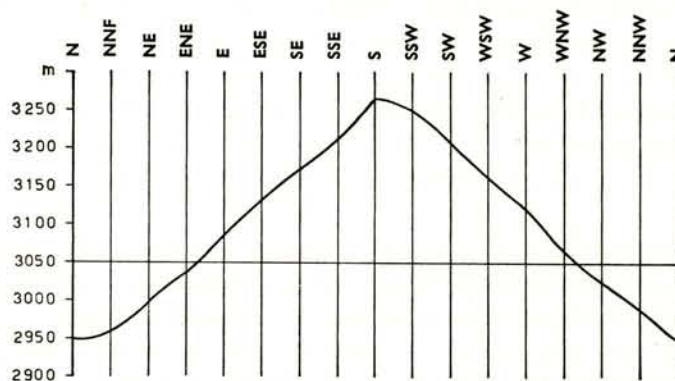


Fig. 20 - Diagram of the orientation coefficient, taking the effects of wind and slope into consideration.

of the morphological coefficient are now known relative to the height of 3050 m, which was the altitude of the climatic snowline in 1944.

The morphological coefficient is discussed as an average value because there may be differences between glaciers belonging to a single morphological type. These differences depend on the conformation of the walls surrounding the glacier, the nature of the rocks, the inclination of the glacier floor, and the type of alimentation. For example, the Camosci and Southwest Confinale glaciers, both cirque glaciers, with a similar orientation to south, can be considered. The following table shows that their characteristics differ.

Table 17.

	Camosci Glacier	SW Confinale Glacier
Vertical difference between the highest summit overlooking, and of the highest point of the glacier	592 m	95 m
Rock types	limestone	phyllite
Inclination of the ice covered surface	26°	17°
Alimentation	by avalanches	direct and by avalanches
Orographical coefficient relative to 3050 m	-85 m	+183 m

The value of the orographical coefficient should be:

Table 18.

	Camosci Glacier	SW Confinale Glacier
Orientation	+212 m	+212 m
Coefficient for the alimentation type	-160 m	+ 40 m
Average morphological coefficient	+ 2 m	+ 2 m
<i>Total</i>	+ 50 m	+170 m

However this coefficient for the Camosci Glacier is 135 m lower than the above value, and for the Southwest Confinale Glacier it is 13 m higher; the difference between the two orographical coefficients is therefore 148 m. The difference is thought to be a result of the elevation of the rocky walls surrounding the Camosce Glacier, which cause insolation to be reduced.

To restate the above findings, a comparison has been made of the Inner Cristallo and the Northeast San Giacomo glaciers; both are cirque glaciers

orientated to the north, and have most other features in common, as seen in the following table.

Table 19.

	Inner Cristallo Glacier	NE San Giacomo Glacier
Vertical difference between the highest summit overlooking, and of the highest point of the glacier	284 m	270 m
Rock types	limestone	phyllite
Inclination of the ice covered surface	22°	22°
Alimentation	direct and by avalanches	direct and by avalanches
Orographical coefficient relative to 3500 m	-205 m	-155 m

The following calculation indicates that the value of the orographical coefficient for both glaciers should be -142 m, that is:

Orientation coefficient	-100 m
Correction for alimentation type	- 40 m
Average morphological coefficient	- 2 m
Total	-142 m

However, the coefficient for the Inner Cristallo Glacier is in fact 60 m lower than the above value, and that for the Northeast San Giacomo is 13 m lower. Thus the difference between the two orographical coefficients is only 50 m.

It should be mentioned that some glaciers, belonging to different morphological types and with different orientation, occur in areas whose average altitude is approximately 3050 m, equal to the probable altitude of the snowline in 1944. They are:

Table 20.

Inner Pasquale Glacier	3040 m	-10 m
Forni Glacier	3052 m	+ 2 m
South Val dell'Alpe Glacier	3060 m	+10 m
Passo Fontana Bianca Glacier	3045 m	- 5 m
Pracupola Glacier	3045 m	- 5 m
Lower Central Gioveretto Glacier	3055 m	+ 5 m
Vedretta Ultima (Last Glacier)	3050 m	0 m
Laste Glacier	3060 m	+10 m

These glaciers do not have a sufficiently large longitudinal extent to provide the ideal conditions implicit in the theoretical concept of the climatic snowline. Therefore the close coincidence between the altitude of the orographical snowline and the climatic snowline must be deduced from compensation between the positive and negative factors. The values for the glaciers listed above are as follows:

Table 21.

	Orien. coeff. m	Aliment. corr. m	Average morph. coeff. m	Total m	Orograph coeff. m	Diff. m
Inner Pasquale Glacier	+ 15	-160	+100	- 45	-10	+ 35
Forni Glacier	- 65	0	+ 22	- 43	+ 2	+ 45
South Val dell'Alpe Glacier	+ 84	0	- 2	+ 82	+10	+ 72
Passo Fontana Bianca Glacier	+ 39	0	- 2	+ 37	- 5	- 42
Pracupola Glacier	- 94	0	- 2	- 96	- 5	+ 91
Lower Central Gioveretto Glacier	-100	0	- 2	-102	+ 5	+107
Vedretta Ultima (Last Glacier)	-100	0	+ 23	- 77	0	+ 77
Laste Glacier	+ 68	0	- 2	+ 66	+10	- 56

The two glaciers characterised by the greatest difference between the orographical snowline and the climatic snowline are the Eastern Vioz Glacier with a difference of +430 m, and Lower Marlet Glacier with a value of -485 m. These glaciers have the following characteristics:

Table 22.

	Orien. coeff. m	Aliment. corr. m	Average morph. coeff. m	Total m	Orograph coeff. m	Diff. m
East Vioz Glacier	+212	0	+100	+312	+430	+118
Lower Marlet Glacier	- 54	-160	+ 23	-291	-485	-194

The orographical snowline of the Eastern Vioz Glacier is much higher than the climatic snowline as a result of the remarkable inclination (33°) of the glacier. This is too steep for the development of long terminal ice-flows, and results in breakage.

The orographical snowline of the Marlet Glacier is much lower than the climatic snowline because of the type of alimentation, which is not only by avalanches, but also by seracs.

11. Determination of the Snowline in Ortles-Cevedale in 1944.

This section discusses the practical application of some of the methods outlined above to the Ortles-Cevedale mountain group.

In 1944 such glaciers as the Flim Glacier and the Scurluzzo Glacier were ideal examples for the calculation of the snowline; these glaciers have since disappeared, however.

The Flim Glacier occupied an eccentric position to the northeast in relation to the central point of the main ice-mantle. It was a small gorge glacier, subrectangular in shape, uniformly inclined, and orientated to the NNW. It extended between 3080 m and 2905 m, with an average altitude of 2993 m. The orographical coefficient for this glacier was very low. The application of the orographical method to the Flim Glacier indicates that the conditions to the northern side of the ridge dividing the group were very suitable for glacier development on the small plateau extending between 3104 and 3050 m. This plateau had a sufficiently high altitude to contain a glacier as a result of its northerly orientation, but if its orientation had been towards south, then its altitude would have been too low to support a glacier.

The Scurluzzo Glacier was a small slope glacier, near the Stelvio Pass. It had a subrectangular shape, and uniform inclination, and was orientated to the north. It extended between 3090 m and 2891 m, with an average altitude of 2990 m, which was very close to the average of the altitude of the glacier surface, and not unlike the average altitude of the Flim Glacier.

Accepting that the small tongue of the glacier was the only real ablation zone, the snowline must have been between 2800 m and 2900 m, or at about 2850 m. This altitude corresponded approximately to the contour line separating the concave lines from the convex ones, facing towards the glacier terminus. This contour line has been used by some authors to calculate the snowline altitude. The height of 2850 m is too low, however, as it results also by the altitudes of other minor glaciers nearby.

Another glacier was the Marmotte Glacier, which was orientated to the SSE and extended between 3005 m and 3159 m. This glacier was much more suitable than the latter for the calculation of the snowline altitude, and the average altitude of 3084 m, corresponds closely to the value obtained from the Caresèr Glacier, calculated by Kurowski's method.

Measurements from the Caresèr Glacier therefore confirmed the previous calculations, based on the method of average altitude. The results of the contour line method (H. Hess, 1904), however, were discrepant. In addition, the method of the ratio between ablation zone and alimentation zone (E. Brückner, 1919), using the ratio of 1 : 3, gave a value of 3044 m, which is slightly lower (40 m) than the value obtained using the average altitude.

12. Determination of the Snowline in Ortles-Cevedale in 1961.

The values of the snowline calculated using three methods (Kurowski, Höfer and simplified Höfer) on 30 glaciers of Ortles-Cevedale, are shown in the following table:

Table 23.

Name of the glacier	Altitude of the snowline (m)		
	Kurowski method	Höfer method	Höfer simpl. method
Vitelli Glacier	3005	2953	3008
Central Cristallo Glacier	2828	2835	2857
Campo Glacier	3080	3113	3145
Zebrù Glacier	3200	3163	3260
Castelli Glacier	2955	2962	2977
Gran Zebrù Glacier	3165	3238	3395
Cedeh Glacier	3229	3135	3229
South Rosole Glacier	3217	3156	3219
Forni Glacier	3052	2968	3052
Dosegù Glacier	3185	3184	3242
Orsi Glacier	3265	3216	3303
Vedretta Rossa (Red Glacier)	3085	3085	3107
Venezia Glacier	3250	3235	3272
La Mare Glacier	3155	3082	3164
Caresèr Glacier	3025	3004	3068
Soi Glacier	3025	2988	3049
Lower Giovaretto Glacier	3020	3044	3087
Grames Glacier	3010	2972	3037
Serana Glacier	3080	3027	3093
Vedretta Alta (High Glacier)	2980	2982	3023
Cevedale Glacier	3160	3097	3182
Vedretta Lunga (Long Glacier)	2965	2970	3003
Lasa Glacier	2980	2983	3025
Lower Angelo Glacier	2885	2933	2997
Solda Glacier	2930	2929	3080
Upper Ortles Glacier	3360	3353	3360
Lower Ortles Glacier	2888	2914	3044
Trafoi Glacier	2878	2891	2918
Madaccio Glacier	2925	2907	2934
Vedretta Piana (Flat Glacier)	3010	3012	3024

By comparing with the data contained in the three columns of the previous table, it is seen that the snowline altitude calculated by Kurowski's and Höfer's methods are always lower than the altitude obtained using the other method. Calculating the arithmetical average of the values shown in the

three columns provides the following values for the snowline: 3060 m with Kurowski's method, 3044 m with Höfer's method, and 3105 m with Höfer's simplified method.

Kurowski and Höfer's methods give comparable results for snowline determinations, whilst Höfer's simplified method yields higher values. Therefore the most reliable figure for the snowline in 1961 was 3060 m.

13. Comparison with the earlier Snowline Values.

The first attempts in determining the altitude of the snowline in the Ortles-Cevedale were carried out by H. and A. Schlagintweit (1850) and J. Payer (1872). Only E. Richter's (1888) values are here considered, however, since his was a more reliable method and based on more reliable topographical elements than the previous authors.

E. Richter's results are compared with A. Desio's as follows:

Table 24.

	E. Richter (1888)	A. Desio (1944)
North side	not below 2900 m	3000 m
South side	3000-3100 m	3100 m
Height of snow line	above 2900 m	3050 m

The values are seen to be, on the whole, in close agreement, although E. Richter's are slightly lower. He does not give only a single figure, but nevertheless the value is less than 3050 m.

Even considering the highest value, E. Richter's is 50 m lower than A. Desio's value. The question must be asked as to whether the difference is due to uncertainties or inaccuracies in the calculations, or to an increase of 50 m in the altitude of the snowline between 1888 and 1944. The possibility of inaccuracies in E. Richter's calculations can be disregarded. The heights of the glacier termini reported by E. Richter are certainly always lower than the heights recorded by A. Desio by several tens of metres. Using the method of the arithmetical average between the average altitude of the ridge of the catchment basin and the lowermost height of the glacier terminus to calculate the snowline, it is evident that there has been a general rise of the values between 1888 and the present day. If this fact is valid for each glacier, then it must be valid for their average value, that is the snowline.

In order to compare A. Desio's 1944 values with his 1961 values, the average value of the average altitudes of the glaciers for the northern and southern sides, and the average value of the average altitudes of all the glaciers in the group must be calculated for 1944 and 1961. The following values are obtained:

Table 25.

	Year 1944	Year 1961	Differences
North side	3021 m	3044 m	+ 13 m
South side	3051 m	3073 m	+ 22 m
Total average	3040 m	3049 m	+ 9 m

The snowline, therefore, has risen at least 9 m from 1944 to 1961, and the most probable values are respectively: 3010 m for the north side, and 3110 m for the south side. The average of 3060 m is the same value as that established above.

D. VARIATIONS OF THE GLACIERS

1. Oscillations of the Glacier Termini.

The study of the oscillations of the glacier termini in the Ortles-Cevedale can be divided into five distinct periods: *a*) prehistorical variations; *b*) historical variations previous to the 19th century; *c*) variations between 1860 and 1914; *d*) variations between 1915 and 1924; *e*) variations since 1924. The reason for these subdivisions is due to the different degree of accuracy or diffusion of the measurements which are based on factors related to time and space.

The space elements can be calculated more or less exactly, and in fact involve measurement of distances and vertical differences between two points: one is represented by the termini of the present day glaciers, the other by artificial or natural markers, such as deposited moraines. These measurements are carried out either directly on the ground or on topographical maps. The oldest variations (*a*) and (*b*) are partly measured directly and partly using maps; the others are generally measured directly. The time element since 1864 is precisely measurable, when the first marker was positioned to study the terminal oscillations; some acceptable measurements can be obtained from a comparison of large scale maps.

Measurements conducted prior to 1864 are only approximate and the older the measurements the smaller is the approximation. The chronological

Table 26.

Years	Glacier phases	Variation of the height of the snowline according to		
		A. Penck & E. Brückner (1909)	R. v. Klebelsberg (1935)	G. Göttinger (1938)
1850 a.C.	Maximum advance		from - 50 m to - 70 m	from - 50 m to - 100 m
1820 a.C.	Maximum advance		from - 50 m to - 70 m	from - 50 m to - 100 m
1640-1630 a.C.	Fernau stage		from - 50 m to - 70 m	from - 100 m to - 200 m
7000-7500 b.C.	Egessen stage		from - 100 m to - 120 m	- 300 m
7000-7500 b.C.	Daun stage	- 300 m	- 300 m	from - 400 m to - 500 m
	Gschnitz II stage	- 600 m	from - 400 m to - 500 m	from - 600 m to - 700 m
8500-9500 b.C.	Gschnitz I stage	- 600 m	- 600 m	from - 600 m to - 700 m
	Schlern stage		- 900 m	from - 800 m to - 900 m
	Bühl stage	- 900 m	- 900 m	from - 1100 m to - 1200 m
	Ammersee stage		from - 1000 m to - 1100 m	
10 000-12 000 b.C.	Würm III		- 1200 m	

determination of the terminal oscillations before the 19th century are related to particular local events which were reported in the chronicles of the period. An advance or retreat of the glacial tongues nearest to inhabited areas can thus be inferred. The data are therefore very irregular, successive measurement being widely separated in time and are scarcely approximate.

2. Scheme of the Recessional Stages and Moraines.

Before a review of the moraines deposited by present day or recently extinct glaciers in our group, it must be remembered that A. Penck and E. Brückner (1909), R. von Klebelsberg (1935) and G. Göttinger (1938) have determined the altitude of the snowline during the various post-Würmian recessional stages, and of the glacial phases of the historical time, by relating it to the altitude of the snowline at the beginning of the present century.

The data published by these authors are summarised in the table 26.

The last column shows that G. Göttinger records a greater descent of the snowline during the historical and prehistorical times than does R. von Klebelsberg, and that the maximum differences occur in the Fernau stage and in the Gschnitz II stage.

3. Prehistorical Variations.

During the Quaternary glaciation the Ortles-Cevedale group was covered by very thick ice masses, which were tributaries of the main valleys and fed the large valley glaciers of Adda, Oglio and Adige. A. Penck and E. Brückner in their great work on the Glacial of the Alps (1909) reproduced the conditions which existed during Würm in the group studied.

The Ortles-Cevedale glaciers were at that time only secondary branches of the complex glacial systems which existed outside the area involved in this study. Only a few of the highest ridges protruded from the very extensive ice mantle.

The termini of the main glacier tongues were also situated beyond the limits of the area studied during the main Postglacial stages. In fact by calculating the altitude of the glacier termini on the basis of the snowline during the Bühl and Schlern stages, it is observed that the glacier termini flowed beyond the mouths of the main valleys of Furva, Upper Noce, Martello, Solda and Trafoi etc., and therefore outside the area taken in consideration. For this reason these stages are not discussed here, and this brief review begins with the next stage.

According to the scheme of Penck and Brückner the snowline corresponding to the Gschnitz stage was 600 m lower than the level of the snow

line at the beginning of the present century, that is about 2450 m above sea level. According to Klebelsberg the snowline was 600 m lower during the Gschnitz I stage, and 400-500 m lower during the Gschnitz II stage; according to Göttinger the snowline was 600-700 m below the present level.

Penck and Brückner (1909) mention the moraines which were deposited in the Solda and Trafoi valleys during this stage; Hammer (1912) and Trener (1908) discuss the Monte, Rabbi, Martello, Lasa and Solda valleys; L. G. Nangeroni (1932) has dealt with the Braulio valley.

The present state of knowledge suggests that the terminal moraine of Castel Montani at an altitude of 838 m in the Martello valley, the terminal moraine at the mouth of Lasa Valley near the San Martino church at an altitude of 1051 m, and the residual moraine of Prato Venosta (mentioned by Hammer) on the left hand side of Rio Solda, at about 925 m, must all be attributed to the Gschnitz stage.

The moraines south-southwest of Corno di Boero in the Rezzo Valley at an altitude of 1400-1520 m, and also near S. Geltrude d'Ultimo in the Lago Verde Valley at an altitude of 1930-1590 m are also considered to be remnants of the Gschnitz stage according to Desio.

According to Penck and Brückner, and also Klebelsberg, the snow line corresponding to the Daun stage was situated 250-300 m lower than the snowline at the beginning of the present century, that is at about 2700-2750 m above sea level. Göttinger, however, considered the snowline to be 400-500 m lower, that is between 2650-2350 m.

The moraines attributed to this stage in the literature are as follows: Nangeroni (1932) reports the arcuate terminal moraines in the Braulio Valley at Piano di Pedenoletto at 2600 m above sea level, at Piano della Mogenaccia, also at 2600 m and at Piano di Scorzuzzo at 2515 m.

Penck and Brückner (1909) mention the terminal moraine of S. Gertrude in the Solda Valley, which bounds a typical tongue basin; and in Trafoi Valley, the terminal moraine of the main glacier at the mouth of the small valley descending from the Punta di Costalta (Hochleitenspitze), at an altitude of about 1500 m.

It appears that end moraines attributed to the Daun stage are much more abundant than those of previous stages, and can actually be seen in almost every cirque and gorge (A. Desio).

This view, however, may be due in part to the fact that the most intensive studies have been carried out near to the termini of the present glaciers, and in part to the break-up of the ice mantle and the consequent increase in the number of glaciers as a result of the progressive rise of the snowline.

The terminal moraines deposited during the Daun stage are found at considerably different altitudes in the various valleys. The average minimum

and maximum vertical differences relative to the present termini are about 472 m and 267 m. In Furva and Martello valleys moraine ramparts deposited by the same glacier occur at levels which differ in height by up to about 200 m. This is equal to the difference between the previously mentioned average maximum and minimum lowerings. To account for the numerous moraines related to the Daun stage there must have been two stationary periods during the retreat of the glaciers in this stage: Daun I and Daun II. The snowline during Daun I was about 500 m lower than the present day snowline, and during Daun II about 300 m lower than at the present.

It is obvious that a distinction between the moraines belonging to Daun I and Daun II is difficult to apply, particularly between different valleys or basins.

However, at the present stage, the following considerations can be reviewed:

a) In Valfurva and Martello valleys moraine ramparts occur, belonging to either Daun I or Daun II; terminal moraines below the present glacier termini belong to both stationary stages.

b) The terminal moraines in Rezzo and Monte valleys belong partly to Daun I and partly to Daun II.

c) The terminal moraines in Lago Verde Valley, according to Desio belong to Daun I.

d) The terminal moraines in Zebrù, Messi and Trafoi valleys belong to Daun II.

e) It is difficult to distinguish between the moraines of Daun I and Daun II in the Braulio, Gavia, Monte and Solda valleys.

There are difficulties in attributing the arcuate moraines, which occur between the present glacier termini and the terminal moraines of the Daun stage, to the Egessen stage, because the snowline at that time was 100-200 m lower than at the beginning of this century according to Klebelsberg (1935), whereas according to Götzing (1938) it was 300 m lower.

However, moraines associated with the Egessen stage below the termini of 20 glaciers within various sides of the group have been found by Desio who calculate the lowering of the snowline to be about 200 m below the 1944 snowline, that is at about 2850 m.

Table 27

Name of the glacier	Planimetric variations of the glacier termini			Altimetric variations of the glacier term.	
	Observation period	Retreat m	Average annual retreat m	Observation period	Initial height m
Southern slope					
<i>Braulio Valley</i>					
Scorluzzo and Platigiole glaciers	1866-1908	300	7,14	1866-1908	2655
Vitelli and Cristallo glaciers	—	—	—	—	—
<i>Zebrù Valley</i>					
Campo Glacier	—	—	—	—	—
Camosci Glacier	1866-1908	250	5,95	—	—
Zebrù Glacier	1866-1908	475	11,31	—	—
Miniera Glacier	—	—	—	1888-1914	2500
Castelli glacier	—	—	—	1888-1914	2550
Forà Glacier	—	—	—	—	—
<i>Cedèh Valley</i>					
Gran Zebrù and Cedeh glaciers	—	—	—	1888-1914	2600
<i>Furva Valley</i>					
Lago del Confinale e Confinale glaciers	—	—	—	—	—
Cime dei Forni Glacier	—	—	—	—	—
Rosòle Glacier	—	—	—	1867-1908	2560
Forni Glacier	1867-1908	150	3,66	1867-1908	2016
Northwest S. Giacomo Glacier	1867-1908	325	7,93	—	—
Northeast S. Giacomo Glacier	1867-1908	225	5,49	—	—
Cerena Glacier	1867-1908	60	1,46	1867-1908	2560
Profa Glacier	—	—	—	—	—
<i>Gavia Valley</i>					
Tresero Glacier	—	—	—	—	—
Dosegù Glacier	—	—	—	1888-1908	2482
Sforzellina Glacier	—	—	—	1885-1908	2697
Val dell'Alpe Glacier	—	—	—	—	—

Altimetrical variations of the glacier term.			Surface variations						Glacier characters		
Final height m	Rise m	Annual rise m	Observation period	Initial area ha	Final area ha	Area reduction ha	Annual reduction ha	Annual reduction %	Orientation	Area ha	Term.elev. m
2816	261	6,21	1866-1908	142	107,31	40,69	0,97	0,68	W	142	2655
—	—	—	1888-1908	676	498,38	177,62	8,88	1,31	NW	676	2470
—	—	—	1866-1914	191,61	159,14	32,47	0,68	0,35	S	191,61	2550
—	—	—	—	—	—	—	—	—	S	112,80	2850
—	—	—	1888-1908	316,80	269,00	47,80	2,39	0,75	S	316,80	2670
2645	145	5,58	1888-1908	117,60	71,40	46,20	2,31	1,96	S	117,60	2500
2569	19	0,74	—	—	—	—	—	—	N	201,60	2550
—	—	—	1888-1908	96,00	81,75	14,25	0,71	0,74	N	96,00	2600
2616	16	0,63	1888-1908	856,80	745,40	111,40	5,57	0,65	W	856,80	2600
—	—	—	1888-1908	79,20	60,40	18,80	0,94	1,19	SW	79,20	2700
—	—	—	1888-1908	24,00	18,00	6,00	0,30	1,25	S	24,00	2980
2675	115	2,80	1888-1908	408,00	329,00	79,00	3,95	0,97	SW	408,00	2560
2180	164	4,00	1867-1888	1899	1735	164,00	7,81	0,41	NNW	1899	2016
—	—	—	—	—	—	—	—	—	N	29,37	2760
—	—	—	—	—	—	—	—	—	NNW	50,40	2835
2700	140	3,59	1867-1914	152,50	101,95	50,45	1,07	0,70	N	152,50	2560
—	—	—	1867-1914	165,60	101,59	64,01	1,36	0,82	NW	165,60	2700
—	—	—	1888-1908	144	115	29	1,45	1,01	SW	144	2944
2535	53	2,65	1888-1908	600	421,60	178,40	8,90	1,48	SW	600	2482
2750	53	2,30	—	—	—	—	—	—	WNW	36	2697
—	—	—	1888-1912	132	127,20	4,80	0,22	0,16	ESE	132	2887

Name of the glacier	Planimetric variations of the glacier termini			Altimetric variations of the glacier term.	
	Observation period	Retreat m	Average annual retreat m	Observation period	Initial height m
<i>Monte Valley</i>					
Corno dei Tre Signori Glacier	—	—	—	—	—
Villacorna Glacier	—	—	—	—	—
Valpiana Glacier	—	—	—	1888-1908	2800
Orsi Glacier	1867-1908	50	1,22	—	—
Cadini Glacier	1867-1908	240	5,83	1867-1908	2697
Taviela Glacier	1867-1908	200	4,88	1867-1908	2597
Saline Glacier	1867-1908	350	8,54	1867-1908	2573
East and Central Vioz glaciers	1867-1908	463	11,20	1867-1908	2845
<i>Mare Valley</i>					
Vallenaia Glacier	1867-1908	120	2,93	—	—
Vedretta Rossa and Venezia glaciers	1867-1908	400	9,76	1867-1908	2149
La Mare Glacier	1867-1908	290	7,07	1867-1908	2376
Marmotte Glacier	1867-1908	175	4,27	—	—
Caresér Glacier	1867-1910	350	8,14	1867-1910	2577
Cavaion Glacier	1867-1910	275	6,40	1867-1910	2766
<i>Rabby Valley</i>					
Central and Inner Saent glaciers	—	—	—	1868-1910	2698
Rabbi Glacier	—	—	—	1868-1910	2752
Sternai Glacier	—	—	—	1868-1910	2655
<i>Lago Verde Valley</i>					
Lago Verde, Fontana Bianca and Passo Fontana Bianca glaciers	1868-1910	725	17,26	—	—
Northern slope					
<i>Martello Valley</i>					
Soi Glacier	—	—	—	1888-1910	2500
Upper Giovaretto Glacier	1868-1909	313	7,63	1868-1888	2883
Lower Giovaretto Glacier	1868-1909	225	5,49	1868-1910	2582
West Monache Glacier	1868-1910	250	5,95	1868-1910	2584
Central and East Monache glaciers	1868-1910	300	7,14	1868-1910	2608
Saent Glacier	1868-1910	250	5,95	1868-1910	2592

Altimetrical variations of the glacier term.			Surface variations						Glacier characters		
Final height m	Rise m	Annual rise m	Observation period	Initial area ha	Final area ha	Area reduction ha	Annual reduction ha	Annual reduction %	Orientation	Area ha	Term.elev. m
—	—	—	1888-1908	26	21,44	4,56	0,23	0,88	NE	26	2802
—	—	—	1888-1908	137,40	82,16	55,44	2,77	2,02	SE	137,40	3050
2835	35	1,75	1888-1908	205,20	125,40	79,80	3,99	1,94	S	205,20	2800
—	—	—	1888-1908	219,60	181,80	37,80	1,89	0,86	SE	219,60	2655
2840	143	3,49	1888-1908	84,40	58,00	26,40	1,32	1,56	ESE	84,40	2697
2800	203	4,95	1888-1908	114	97,40	16,60	0,83	0,73	SE	114	2597
2810	237	5,78	—	—	—	—	—	—	ESE	124	2573
3000	155	3,78	—	—	—	—	—	—	SSE	50,40	2845
—	—	—	1888-1908	60,60	41,60	19,00	0,95	1,57	E	60,60	2653
2474	325	7,93	1888-1908	505,20	400,20	105,00	5,25	1,04	E	505,20	2149
2456	80	1,95	1888-1908	720	578,40	141,60	7,08	0,98	E	720	2376
—	—	—	—	—	—	—	—	—	SE	57	3204
2650	73	1,70	1888-1910	684	617,60	66,40	3,02	0,44	S	684	2577
2887	121	2,81	1888-1910	42,60	41,20	1,40	0,06	0,01	WNW	42,60	2766
2800	102	2,43	—	—	—	—	—	—	ENE	142	2698
2900	148	3,52	1888-1910	38,40	34,40	4,00	0,18	0,47	S	38,40	2752
2780	125	2,98	1888-1910	117,60	96,40	21,20	0,96	0,82	SW	117,60	2655
—	—	—	1868-1910	275	112,80	162,20	3,86	1,31	E	275	2860
2550	50	2,27	1888-1909	159,60	137,50	22,10	1,05	0,66	N	159,60	2500
2900	17	0,85	—	—	—	—	—	—	W	69	2883
2681	99	2,36	1888-1910	183	135,40	47,60	2,16	1,18	NW	183	2582
2620	36	0,86	1868-1910	109	81,40	17,60	0,80	0,73	N	109	2584
2722	114	2,71	1888-1910	127	81,60	45,40	2,06	1,62	NW	127	2608
2740	148	3,52	1888-1910	120	56,20	63,80	2,90	2,42	NW	120	2592

Name of the glacier	Planimetric variations of the glacier termini			Altimetric variations of the glacier termini	
	Observation period	Retreat m	Average annual retreat m	Observation period	Initial height m
<i>Martello Valley</i>					
Grames Glacier	1868-1910	312	7,43	1888-1910	2400
Serana Glacier	1868-1908	225	5,63	—	—
Vedretta Ultima (Last Glacier)	1868-1908	100	2,50	—	—
Vedretta Alta (High Glacier)	1868-1908	225	5,63	1889-1924	2500
Cevedale and Lago Gelato Glaciers and Vedretta Lunga (Long Glacier)	1868-1908	375	9,38	1889-1924	2324
Pozzo Glacier	1868-1908	438	10,95	—	—
Madriccio Glacier	1868-1908	175	4,38	—	—
Inner Peder Glacier	1868-1909	225	5,49	1868-1909	2934
Central Peder Glacier	1868-1909	108	2,63	1868-1909	3004
Outer Peder Glacier	1868-1909	450	10,98	—	—
Livi Glacier	1868-1909	150	3,66	1868-1909	2931
Sluder Glacier	1868-1909	400	9,76	—	—
<i>Covelano Valley</i>					
Covelano Glacier	—	—	—	—	—
<i>Solda Valley</i>					
Inner Zai Glacier	—	—	—	—	—
Rosim Glacier	1865-1909	425	9,66	—	—
Laste Glacier	1865-1909	313	7,11	—	—
Upper and Lower Beltovo glaciers	1865-1909	463	10,52	—	—
Passo del Madriccio Glacier	1865-1909	300	6,82	—	—
Madriccio Glacier	1865-1908	400	9,30	—	—
Solda Glacier	1865-1909	925	21,02	1865-1906	1944
Finimondo Glacier	1865-1908	425	9,88	—	—
Marlet Glacier	1865-1908	413	9,60	—	—
<i>Trafoi Valley</i>					
Tabaretta Glacier	1866-1908	400	9,52	1866-1908	2539
Upper Ortles Glacier	1866-1908	200	4,76	—	—
Lower Ortles Glacier	1866-1908	250	5,95	1866-1908	1653
Trafoi Glacier	1866-1908	300	7,14	1866-1908	1663
Madaccio Glacier	1866-1908	300	7,14	1866-1908	1979
Vedretta Piana (Flat Glacier)	1866-1908	350	8,33	—	—

Altimetrical variations of the glacier term.			Surface variations						Glacier characters		
Final height m	Rise m	Annual rise m	Observation period	Initial area ha	Final area ha	Area reduction ha	Annual reduction ha	Annual reduction %	Orientation	Area ha	Term.elev. m
2464	64	2,00	—	—	—	—	—	—	N	172	2400
—	—	—	1868-1908	201	121,00	80,00	2,00	1,00	NNW	201	2871
—	—	—	1868-1908	68	56,40	11,60	0,29	0,43	NNW	68	2830
2559	59	1,69	—	—	—	—	—	—	N	237,50	2500
2395	71	2,03	1868-1888	1687,60	1638,60	49,00	2,45	0,15	E	1687,60	2324
—	—	—	1868-1908	89,80	53,20	36,60	0,92	1,02	SE	89,80	2905
—	—	—	—	—	—	—	—	—	E	4,00	3020
2960	26	0,63	1888-1909	69	37,50	31,50	1,50	2,17	E	69	2934
3072	68	1,66	1868-1909	109	63,00	46,00	1,12	1,03	ESE	109	3004
—	—	—	—	—	—	—	—	—	SE	27,80	3116
2990	59	1,44	—	—	—	—	—	—	SE	73	2931
—	—	—	—	—	—	—	—	—	E	53,00	2980
—	—	—	1888-1909	28,20	20,40	7,80	0,37	1,31	NNE	28,20	2710
—	—	—	1888-1909	72	53,80	18,20	0,87	1,13	W	72	2899
—	—	—	1888-1909	129	94,20	34,80	1,65	1,28	NE	129	2500
—	—	—	1865-1909	87	30,60	56,40	1,28	1,47	W	87	2900
—	—	—	—	—	—	—	—	—	NW	75,80	2670
—	—	—	—	—	—	—	—	—	WSW	14,40	3000
—	—	—	1888-1908	267	137,80	129,20	6,46	2,42	NW	267	2700
2218	274	6,68	1865-1908	1596,75	794,40	802,35	18,66	1,17	NE	1596,75	1944
—	—	—	1888-1908	184,20	81,25	102,95	5,15	2,80	ENE	184,20	2250
—	—	—	1888-1908	114	68,80	45,20	2,26	1,98	NE	114	2365
2700	161	3,83	1888-1908	24	17,81	7,19	0,36	1,50	N	24	2539
—	—	—	1888-1908	199,20	149,00	50,00	2,50	1,26	NW	199,20	2700
1980	327	7,79	1888-1908	450	371,20	88,80	4,44	0,99	NW	450	1653
2000	337	8,02	1888-1908	213	147,00	66,00	3,30	1,55	N	213	1663
2080	101	2,40	—	—	—	—	—	—	N	432	1979
—	—	—	1888-1908	170	99,00	71,00	3,55	2,09	NE	170	2700

4. Historical Variations prior to 1860.

As shown in the table 26, three stationary periods of the glacier termini occurred: one in the 17th century (Fernau stage) and two in the 19th century.

The terminal moraines below the present day moraines corresponding to a snowline lowering of a little more than 100 m relative to the 1961 level are attributed to the Fernau stage.

From the average altitudes of these terminal moraines it is inferred that there was a snowline lowering of about 140 m during the Fernau stage, of about 50 m during the stationary periods in the 19th century.

Changes prior to 1860 involve a continuous advance of the Forni Glacier between 1833 and 1860, the terminus advancing 714 m, with an annual average of 26,45 m. On the other hand, according to S. Finsterwalder and M. Laggally (1913) the Solda Glacier, after a period of advance finished in 1818, began a retreat in 1820, which continued beyond 1860. There was a total recession of the terminus of 750 m between 1818 and 1856 (averaging 19,74 m per year), and a recession of 149 m from 1856 to 1860 (an annual average of 37,33 m).

5. Variations between 1860 and 1914.

The oscillations in glacier termini during this period are taken from previous literature. The data are related to: a) planimetric changes of the glacier termini; b) the vertical variations of the glaciers; c) the variations in the areas covered by each glacier.

Measurements of planimetric variations involve the surveying of the usual markers for 9 glaciers; and also a comparison between J. Payer's maps (1865-1868) and the 1 : 25.000 maps of the I.G.M. (1908-1912) for 58 glaciers.

The following data, relative to the markers, have not been elaborated because of the limited number of measurements and also because of the considerable differences from the maps.

Forni Glacier: the terminus advanced at an annual rate of 26,45 m until 1864, a total advance of 106 m from 1860 to 1864. Between 1864 and 1895 there was a retreat of 820 m, so that the terminus withdrew to the same place as in 1883, and a further retreat of 77,50 m from 1895 to 1914. The terminus therefore retreated 791,50 m between 1860 and 1914, with an annual recession of 14,67 m.

Vedretta Rossa: between 1897 and 1909 the terminus retreated 78,75 m, averaging 6,56 m per year.

La Mare Glacier: the terminus retreated 219,90 m from 1899 to 1914, with an annual average recession of 14,66 m.

Caresèr Glacier: between 1897 and 1914 the terminus retreated 141,43 m with an annual average recession of 8,32 m.

Cevedale Glacier: the terminus retreated 199,00 m between 1859 and 1905, averaging 38,17 m per year (Forcola ice-flow); the terminus of the same glacier retreated 52,40 m from 1897 to 1904, averaging 7,49 m, and 114,00 m from 1905 to 1909, with an average recession of 28,50 m (Cevedale ice-flow).

Vedretta Lunga: there was a terminal retreat of 41,00 m from 1899 to 1905, averaging 6,83 m per year.

Lower Angelo Glacier: the terminus retreated 198,00 m between 1897 and 1913, an average of 12, 34 m per year, and retreated 2,20 m from 1913 to 1914.

Solda Glacier: According to Finsterwalder and Lagally (1913) the terminus retreated 971 m between 1860 and 1886, averaging 37,33 m per year, and retreated 29 m from 1886 to 1890, with an annual average recession of 7,25 m. The terminus advanced 138 m from 1890 to 1903, averaging 10,61 m per year, and finally retreated again 32,00 m from 1903 to 1911, averaging 4,57 m per year. The overall average annual recession from 1896 to 1911 was 17,53 m.

Madaccio Glacier: the front retreated 49,98 m from 1897 to 1914, averaging 2,94 m per year.

Measurements of the vertical variations of the termini are taken from J. Payer's and E. Richter's reports (1888), previously mentioned. These data have been compared with the terminal altitudes shown on the I.G.M. maps (1908-1912), or inferred from these, and with data published (1927) and unpublished (1924-1942) by A. Desio.

Data regarding variations in the areal extent of the glaciers has been taken from Payer and Richter (omitting inaccurate data), and these have been compared with the data supplied by I.G.M. maps (1908-1912) and with the unpublished data of Desio for the periodo 1924-1942.

From the above mentioned data the table 27 has been compiled.

An attempt can now be made to put the planimetric, vertical and areal variations discussed above into context with reference to the following independent variables: *a*) orientation; *b*) area; *c*) altitude of the terminus.

From the table 28 it is shown that the WNW orientation is the most suitable for the maintainance of a ice covering, and the least suitable is NE.

Table 28.

Orientation	Annual terminal recession m	Annual terminal rise m	Annual decrease in area ha
N	6,53	2,82	1,22
NNE			0,37
NE	12,15	6,68	5,27
ENE	9,88	2,43	5,15
E	8,25	3,14	3,52
ESE	5,67	3,64	0,89
SE	5,99	3,20	1,60
SSE	11,20	3,78	
S	8,47	3,14	1,84
SSW			
SW		2,81	3,24
WSW	6,82		
W	7,29	2,56	2,17
WNW	6,40	2,56	0,06
NW	7,02	4,10	3,84
NNW	4,32	4,00	3,36

Elaborating the data in the table, the average values for the average annual recessions of glaciers having N, E, S and W orientations can be calculated; the following results are obtained:

Table 29.

Orientation	Annual terminal recession m	Annual terminal rise m	Annual decrease in area ha
N	7,72	3,77	2,75
E	8,86	3,81	2,80
S	7,63	3,31	1,89
W	6,37	3,21	2,53

A comparison of the data in the previous table, shows that during the period considered, the least suitable orientation for maintaining a glacier covering is that with an E component, and the most suitable for the terminal oscillations is W, and for variations in area is S.

For a consideration of glacier area, the glaciers have been subdivided into ten classes, the first seven classes each containing 7 glaciers and the remaining three classes each containing 8 glaciers. The following results are obtained:

Table 30.

Area ha	Annual terminal recession m	Annual terminal rise m	Annual decrease in area	
			ha	% initial area
1899-676	9,85	2,83	7,64	0,73
600-275	10,28	4,71	4,80	1,09
267-201	5,78	3,05	3,53	1,55
199,20-165,60	7,18	2,18	2,57	1,42
159,60-132	4,30	3,63	1,26	0,87
129-114	7,23	4,25	1,79	1,47
114-87	7,03	1,26	1,18	1,16
84,40-68	5,94	1,60	0,98	1,30
60,60-36	6,68	3,10	0,40	0,68
29,37-4,00	7,93	3,83	0,32	1,24

From the table it is shown that: *a*) the largest glaciers (1899-275 ha) have suffered the greatest average annual terminal recession, and the smallest glaciers (29,37-4,00 ha) have undergone a greater average annual terminal recession than somewhat larger glaciers (267-36 ha); *b*) the largest glaciers have had the greatest average annual rise of the terminus, and the smallest glaciers (27,37-4,0 ha) have undergone a greater average annual terminal rise than glaciers with a larger size (114-36 ha); *c*) the largest glaciers (1899-165,60 ha) have undergone the greatest average annual decrease in area, whilst glaciers of smaller dimensions have suffered the smallest average annual decrease in area: on the whole it may be stated that during the recession phase the larger glaciers undergo the greatest average annual areal decrease, and vice versa; *d*) the largest glaciers represent one of the lowest values of average annual decrease in area when expressed as a percentage of the initial area, whilst the smallest glaciers represent a greater average annual percentage decrease in area than for glaciers of larger size.

Considering the terminal altitude of the glaciers, ten classes have again been established, and the following results are obtained:

Table 31.

Terminal altitude m	Annual terminal recession m	Annual terminal rise m	Annual decrease in area ha
3204-2980	5,82	1,66	1,40
2980-2899	7,39	1,04	1,20
2887-2835	8,86	2,32	2,03
2830-2710	5,61	2,69	0,85
2700-2697	7,06	2,96	2,69
2697-2653	6,62	3,83	1,43
2608-2582	5,88	2,51	2,15
2577-2500	6,92	3,43	1,90
2500-2365	7,88	2,11	4,97
2324-1653	9,24	5,55	6,72

From the table it is seen: *a*) glaciers with the lowest terminal altitudes (2324-1653 m) have undergone the greatest terminal recession, the greatest terminal rise, and the largest decrease in area; *b*) glaciers with the highest terminal altitudes (3204-2899 m) have suffered, on the whole, a smaller recession, smaller terminal rise and smaller variation in area than glaciers with lower terminal altitudes.

6. Variations from 1915 to 1924.

The period from 1915 to 1924 includes measurements of glacial oscillations in the Ortles-Cevedale area taken either from the literature or as a result of work undertaken by Desio since 1921.

The advance phase of the Alpine glaciers occurred during this period, reaching a maximum in about 1920. Unfortunately observations by either Austrian or Italian glaciologist of the glaciers in the Ortles-Cevedale group during this time are scarce because it was a zone of warfare during the First World War (1914-18).

The scattered measurements deal only with the variations in glacier termini and using this data the following table 32 has been constructed.

An attempt can now be made to relate the planimetric variations to the following variables: *a*) area; *b*) altitude of the terminus. Orientation is not considered due to the absence of glaciers in some quadrants.

Table 32.

Glacier name	Planimetric terminal variations			Glacier characteristics		
	Period of observation	Retreat (—) Advance (+) m	Average annual m	Orient.	Area ha	Terminus altitude m
Southern slope						
<i>Braulio Valley</i>						
Platigliole Glacier	1922-24	— 8,86	— 4,43	NW	78,59	2860
Vitelli Glacier	1921-24	— 19,30	— 6,43	WNW	277,84	2490
Central Cristallo Glacier	1923-24	— 3,45	— 3,45	N	137,50	2613
Outer Cristallo Glacier	1923-24	— 2,34	— 2,34	N	48,27	2718
<i>Furva Valley</i>						
Forni Glacier	1915-24	— 171,90	— 19,10	NNW	1604,61	2215
<i>La Mare Valley</i>						
Vedretta Rossa	1923-24	— 7,50	— 7,50	ENE	203,61	2463
La Mare Glacier	1915-24	— 59,40	— 6,60	E	528,47	2451
Caresèr Glacier	1923-24	— 11,85	— 11,85	S	541,63	2645
Cavaion Glacier	1923-24	— 8,00	— 8,00	WNW	24,75	2875
<i>Rabbi Valley</i>						
Outer Saent Glacier	1923-24	— 1,70	— 1,70	ENE	24,13	2788
Northern slope						
<i>Martello Valley</i>						
Upper Giovaretto Glacier	1923-24	— 2,00	— 2,00	WNW	44,55	2960
Lower Giovaretto Glacier	1923-24	+ 9,50	+ 9,50	NW	125,62	2681
West Monache Glacier	1923-24	— 15,50	— 15,50	N	79,21	2588
Grames Glacier	1923-24	— 11,17	— 11,17	N	233,15	2446
Vedretta Alta	1923-24	— 3,60	— 3,60	N	217,20	2559
Cevedale Glacier	1915-24	— 88,97	— 9,89	ENE	611,99	2395
Vedretta Lunga	1923-24	— 5,95	— 5,95	E	458,75	2491
<i>Lasa Valley</i>						
Angelo Glacier	1915-24	— 19,80	— 2,20	NNE	432,45	2111
<i>Solda Valley</i>						
Madriccio Glacier	1923-24	— 1,71	— 1,71	NW	108,29	2700
Solda Glacier	1922-24	+ 7,53	+ 2,51	NNE	825,45	2221
<i>Trafoi Valley</i>						
Tabaretta Glacier	1922-24	— 14,37	— 4,79	NW	14,23	2700
Madaccio Glacier	1915-24	— 41,63	— 4,63	N	390,47	2100
Vedretta Piana	1922-24	— 11,83	— 5,92	NNE	113,86	2695

The glaciers have been subdivided into four classes on the basis of their area; the first three contain six glaciers, and the fourth class only five glaciers:

Table 33.

Area ha	Annual terminal retreat m
1604,61-458,75	8,48
432,45-203,61	5,92
137,50-78,59	3,59
48,27-14,23	3,77

The table shows that the largest glaciers have undergone the greatest average annual terminal recession, and the smallest glaciers have suffered a greater average annual terminal recession than slightly larger glaciers.

For a consideration of the altitude of the glaciers a fourfold subdivision has also been used, and the following table produced:

Table 34.

Terminal altitude m	Annual terminal recession m
2960-2700	3,39
2700-2588	5,34
2559-2446	6,88
2395-2100	6,65

The table illustrates that glaciers with the greatest terminal altitude have undergone the smallest terminal recession, whereas glaciers with a lower terminal altitude have suffered a larger terminal recession. The presence in the second and fourth classes of glaciers in an advance phase has reduced the amount of terminal recession with respect to the terminal altitude.

In conclusion, the analysis of glaciers during 1915 to 1924, despite the paucity and poor distribution of measurements (most were taken in the later years of the period), has shown that some glaciers were still advancing at the end of the period, and that on average the annual recession was less than for the period 1860-1914.

7. Variations since 1924.

The interval from 1924 to 1966 includes the authors' researches on the Ortles-Cevedale glaciers; the data involve the authors' measurements of terminal variations by the surveying of markers placed around the glacier termini, and the variations of terminal altitudes and glacier areas by field surveying. The data are shown in the table 36.

An attempt is now made to relate the planimetric, altimetric, and areal variations of the glaciers considered with the following independent variables: *a*) orientation; *b*) area; *c*) height of terminus; *d*) type of alimentation. With the data in the table, the planimetric and altimetric variations for the two different periods of time considered can be compared in order to determine the period of greatest average terminal retreat. With respect to the orientation of the glaciers, calculating the arithmetical average of the average annual values of recession, of terminal rise in height, and decrease in area, the following results are obtained:

Table 35.

Orientation	Annual terminal recession			Annual terminal rise			Annual decrease in area
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	1924-61 ha
N	4,24	8,22	6,03	6,36	3,52	4,58	0,95
NNE	5,94	7,51	6,34	0,22	3,55	3,65	3,81
NE	6,07	—	—	6,08	—0,36	2,85	0,32
ENE	6,02	16,94	15,76	2,05	4,60	4,23	2,96
E	—	—	—	3,58	1,89	2,68	1,28
ESE	6,59	4,59	6,36	—	3,77	3,75	0,98
SE	2,62	4,28	3,76	3,33	1,07	4,72	0,81
SSE	9,01	9,68	11,66	— 1,08	4,97	2,52	1,30
S	11,16	15,56	8,97	— 1,07	5,61	2,82	0,41
SSW	—	0,69	—	3,31	1,32	2,23	1,42
SW	8,79	17,19	17,30	1,50	4,16	2,42	1,90
WSW	—	—	—	—	—	—	0,15
W	4,42	7,22	6,37	3,03	1,17	2,62	0,97
WNW	6,04	11,78	11,59	18,09	2,03	3,04	0,73
NW	6,23	10,23	8,24	— 0,14	3,67	2,80	1,45
NNW	9,93	15,60	13,26	3,69	5,30	2,50	2,90
Average value	6,70	9,96	8,89	3,50	3,08	3,16	1,40

The table shows that the maximum values in each column do not correspond to a single orientation; and the same is true for the minimum values.

Table 36.

Name of the glacier	Planimetric variation of the glacier termini									Observation period	Terminal variation
	Observation period	Terminal variation	Average annual variation	Observation period	Terminal variation	Average annual variation	Observation period	Terminal variation	Average annual variation		
Southern slope											
Braulio Valley											
Scorluzzo Glacier	1927-37	-16,60	- 1,62	—	—	—	—	—	—	—	—
Platigliole Glacier	1924-39	-114,12	- 7,61	—	—	—	—	—	—	—	—
Vitelli Glacier	1924-39	-189,24	-12,61	1939-63	-505,00	-21,04	1924-63	-619,12	-15,87	—	—
Inner Cristallo Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Central Cristallo Glacier	1924-37	-23,90	- 1,84	—	—	—	—	—	—	—	—
Outer Cristallo Glacier	—	—	—	—	—	—	1924-60	-124,06	- 3,44	—	—
Vedrettino Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zebrù Valley											
Campo Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Camosci Glacier	1925-37	- 86,75	- 7,23	1937-53	-308,30	-19,26	1925-53	-395,05	-14,82	—	—
Zebrù Glacier	1925-39	-113,10	- 8,08	1939-58	- 66,40	- 3,49	1925-58	-179,50	- 5,44	—	—
Miniera Glacier	1925-37	-387,00	-32,17	1952-58	- 99,65	-16,61	—	—	—	1926-39	28
Castelli Glacier	1925-37	- 54,92	- 4,58	1937-58	-257,98	-12,28	1925-58	-312,90	- 9,48	1926-39	42
Montagna Vecchia Glacier	1925-39	- 51,60	- 3,69	1939-46	- 13,35	- 1,90	1925-46	- 64,95	- 3,09	1926-39	-13
Forà Glacier	1925-39	- 44,78	- 3,19	1939-57	-115,25	- 8,23	1925-57	-155,18	- 4,85	1926-39	93
West Confinale Glacier	1926-33	- 6,60	- 0,95	—	—	—	—	—	—	—	—
Cedeh Valley											
Gran Zebrù Glacier	1925-39	-119,77	- 8,56	1939-57	-253,45	-14,08	1925-57	-373,22	-11,66	1926-39	- 3
Cedeh Glacier	1925-39	- 96,08	- 6,86	1939-66	-164,51	- 6,09	1925-66	-260,59	- 6,36	1924-41	-16
Inner Pasquale Glacier	1927-39	- 7,95	- 0,66	—	—	—	—	—	—	—	—
Outer Pasquale Glacier	1928-38	- 23,11	- 2,31	—	—	—	—	—	—	—	—
Furva Valley											
Lago del Confinale Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-38	0
Southwest Confinale Glacier	1926-38	- 7,90	- 0,65	—	—	—	—	—	—	—	—
Southeast Confinale Glacier	1928-38	-106,73	-10,67	—	—	—	—	—	—	1926-38	-0,23
Cime dei Forni Glacier	1926-38	- 18,88	- 1,57	1938-49	- 38,00	- 3,45	1926-49	- 56,88	- 2,47	1926-38	-78
North Rosole Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
South Rosole Glacier	1925-41	-152,51	- 9,53	1941-66	-212,83	- 8,51	1926-66	-365,34	- 8,91	—	—
Forni Glacier	1925-39	-328,21	-23,44	1939-66	-653,27	-24,20	1925-66	-981,48	-23,94	1929-42	30
Northeast San Giacomo Glacier	1925-39	- 26,55	- 1,90	1939-49	- 39,83	- 3,98	1925-49	- 66,38	- 2,76	—	—
Northwest San Giacomo Glacier	1925-39	- 12,24	- 0,87	1939-49	-117,00	-11,70	1925-49	-129,24	- 5,39	—	—
Cerena Glacier	1925-38	- 63,75	- 4,90	1938-49	- 75,00	- 6,82	1925-49	-138,75	- 5,78	—	—
Sclanera Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Molerbi Glacier	1925-38	- 14,77	- 1,13	—	—	—	—	—	—	—	—
Campecc Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Profa Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gavia Valley											
Tresero Glacier	1925-35	- 27,58	- 2,76	1949-62	- 67,24	- 5,17	—	—	—	—	—
Dosegù Glacier	1925-41	-315,52	-19,72	1949-51	-661,00	-66,10	1925-51	-976,52	-37,56	1926-38	18
Passo del Dosegù Glacier	1925-41	- 90,34	- 5,65	—	—	—	—	—	—	1926-43	-81
North Punta della Sforzellina Glacier	1925-43	- 55,87	- 3,10	—	—	—	—	—	—	1926-38	0
West Punta della Sforzellina Glacier	1925-43	- 11,29	- 0,63	1943-51	- 55,95	- 6,99	1925-51	- 67,24	- 2,58	1926-43	17
Sforzellina Glacier	1925-43	-108,49	- 6,03	1943-63	-204,54	-10,23	1925-63	-313,03	- 8,24	1926-30	5
Lago Bianco Glacier	1929-38	- 32,73	- 2,98	1938-63	-215,80	- 8,63	1929-63	-248,53	- 7,31	—	—
Gavia Glacier	1925-38	- 22,10	- 1,70	1938-61	-161,10	- 7,00	1925-61	-183,20	- 5,09	—	—
South Val dell'Alpe Glacier	1925-38	- 89,95	- 6,92	1938-60	-135,90	- 6,18	1925-60	-225,85	- 6,45	—	—
North Val dell'Alpe Glacier	1932-38	- 17,75	- 2,96	—	—	—	—	—	—	—	—

Altimetrical variations of the glacier termini							Areal variations					Glacier characters			
Average annual variation	Observation period	Altimetric variation	Annual variation	Observation period	Terminal variation	Annual variation	Observation period	Initial area	Areal variation	Annual variation	Annual variation %	Orientation	Area	Termini height	Alimentation d = direct a = avalanches
m		m	m		m	m		ha	ha	ha	ar. in.		ha	m	
—	—	—	—	—	—	—	1927-37	3,09	3,09	0,31	10,03	N	3,09	2891	—
—	1939-61	10	0,45	—	—	—	1939-61	78,59	31,96	1,45	1,85	NW	78,59	2860	d-a
—	1939-61	60	2,72	—	—	—	1939-61	277,84	65,65	2,98	1,07	WNW	277,84	2490	d
—	—	—	—	1932-61	-10	-0,34	1932-61	31,25	20,06	0,69	2,21	N	31,25	2780	d-a
—	—	—	—	1927-61	2	0,06	1927-61	137,50	49,00	1,44	1,05	N	137,50	2613	d
—	—	—	—	1927-61	7	0,21	1927-61	48,27	16,52	0,49	1,02	N	48,27	2718	d
—	—	—	—	—	—	—	1927-58	13,61	13,61	0,44	3,23	N	13,61	2719	—
—	—	—	—	1927-61	212	6,24	1926-61	150,98	40,73	1,16	0,77	ESE	150,98	2598	d-a
—	—	—	—	1926-61	-13	-0,37	1926-61	30,22	17,53	0,50	1,65	S	30,22	2883	a
—	1939-61	110	5,00	—	—	—	1939-61	232,00	4,06	0,18	0,08	SW	232,00	2670	d-a
2,15	1939-61	220	10,00	1926-61	248	7,09	1939-61	66,83	12,27	0,56	0,84	S	66,83	2712	d-a
3,23	1939-61	90	4,09	1926-61	132	3,77	1939-61	163,47	42,60	1,94	1,19	N	163,47	2578	d
-1,00	1939-61	150	6,82	1926-61	137	3,91	1939-61	66,11	38,86	1,76	2,66	N	66,11	2713	d-a
7,15	1939-61	40	1,82	1926-61	133	3,80	1939-61	78,59	31,34	1,42	1,81	N	78,59	2607	d-a
—	—	—	—	1926-61	170	4,86	1926-61	21,04	8,85	0,25	1,19	W	21,04	2830	d-a
-0,23	1939-61	80	3,63	1926-61	77	2,20	1939-61	238,14	102,08	4,64	1,95	SSE	238,14	2853	d-a
-0,94	1941-61	75	3,75	1924-61	57	1,53	1941-61	342,43	123,43	6,17	1,80	W	342,43	2622	d
—	1939-61	60	2,73	—	—	—	1939-61	26,61	12,67	0,58	2,16	WNW	26,61	2920	—
—	—	—	—	1928-61	230	6,97	1928-61	21,04	14,23	0,43	2,04	W	21,04	2870	d
0	—	—	—	—	—	—	1938-60	8,66	8,66	0,39	4,50	WNW	8,66	2930	—
—	1938-61	78	3,39	—	—	—	1938-61	14,23	8,42	0,37	2,60	S	14,23	3112	d-a
-1,92	1938-61	145	6,30	1926-61	122	3,49	1938-61	24,75	16,44	0,71	2,87	SSE	24,75	3008	d-a
-6,50	—	—	—	—	—	—	1938-57	5,57	5,57	0,29	5,21	S	5,57	3038	—
—	1941-61	165	8,25	—	—	—	—	—	—	—	—	SW	—	2765	d-a
—	—	—	—	1926-61	85	2,43	1941-61	275,98	59,29	2,96	1,07	SW	275,98	2635	d
2,31	1942-61	175	9,21	1929-61	205	6,41	1942-61	1604,61	286,47	15,08	0,94	NNW	1604,61	2215	d
—	1938-61	20	0,87	—	—	—	1938-61	29,37	11,24	0,49	1,67	N	29,37	2760	d-a
—	1938-61	35	1,52	—	—	—	1938-61	28,12	10,87	0,47	1,67	N	28,12	2835	d
—	—	—	—	1926-61	197	5,63	1926-61	89,11	25,36	0,72	0,81	N	89,11	2313	d-a
—	—	—	—	—	—	—	1925-57	17,94	17,94	0,56	3,12	NE	17,94	2830	—
—	—	—	—	1925-61	-10	-0,28	1925-61	26,60	0,45	0,01	0,05	NE	26,60	2860	d
—	—	—	—	1925-61	-30	-0,83	1925-61	42,70	-2,93	-0,08	-0,19	NW	42,70	3000	d
—	—	—	—	1925-61	134	3,72	1925-61	86,63	47,57	1,32	1,52	NW	86,63	2566	d
—	—	—	—	1926-61	99	2,83	1926-61	99,00	31,69	0,91	0,91	SW	99,00	2866	d
1,5	1938-61	-18	-0,78	1926-61	0	0	1938-61	404,96	118,71	5,16	1,27	SW	404,96	2800	d
-4,76	1943-61	194	10,78	1926-61	113	3,23	1943-61	73,69	54,88	3,05	4,14	NW	73,69	2807	d
0	1938-61	141	6,13	1926-61	141	4,03	1938-61	38,98	17,54	0,76	1,96	N	38,98	2619	d
1,00	1943-61	25	1,39	1926-61	42	1,20	1943-61	9,90	5,15	0,29	2,93	NNW	9,90	2778	d-a
1,25	1930-61	160	5,29	1926-61	165	4,71	1930-61	60,02	31,52	1,02	1,70	NW	60,02	2645	d-a
—	—	—	—	1926-61	51	1,46	1926-61	23,51	10,82	0,31	1,32	NW	23,51	2819	d-a
—	1943-61	27	1,50	—	—	—	1943-61	9,28	6,78	0,38	0,41	ENE	9,28	2943	d-a
—	1938-61	20	0,87	—	—	—	1938-61	71,16	35,41	1,54	2,16	ESE	71,16	2860	d
—	1934-61	180	6,67	—	—	—	1934-61	19,80	13,92	0,52	2,63	ESE	19,80	2930	d

Name of the glacier	Planimetric variation of the glacier termini									Observation period	Terminal variation m
	Observation period	Terminal variation m	Average annual variation m	Observation period	Terminal variation m	Average annual variation m	Observation period	Terminal variation m	Average annual variation m		
		m	m		m	m		m	m		m
<i>Vallecetta Valley</i> Vallecetta Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-34	62
<i>Rezzo Valley</i> Passo di Savoretta Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-30	- 4
Savoretta Glacier	1926-30	- 4,00	- 1,00	—	—	—	—	—	—	1926-30	53
<i>Messi Valley</i> Pietre Rosse Glacier	1926-33	- 11,00	- 1,64	—	—	—	—	—	—	1926-33	35
<i>Viso Valley</i> Ercavallo Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Monte Valley</i> Corno del Tre Signori Glacier	1925-35	- 27,83	- 2,78	—	—	—	—	—	—	—	—
Villacorna Glacier	1925-38	- 34,16	- 2,63	—	—	—	—	—	—	—	—
Valpiana Glacier	1925-34	- 60,97	- 6,77	1935-46	-129,30	-11,75	1925-46	-195	- 9,29	—	—
Orsi Glacier	1925-35	- 48,10	- 4,81	1935-46	- 43,80	- 3,97	1925-46	- 91,90	- 4,37	—	—
Cadini Glacier	1925-35	- 98,76	- 9,88	1935-46	- 32,90	- 2,99	1925-46	-131,66	- 6,27	—	—
Taviela Glacier	1925-31	- 16,20	- 2,70	1935-46	- 48,00	- 5,33	—	—	—	—	—
Saline Glacier	1925-35	- 26,95	- 2,70	1935-46	- 39,00	- 3,55	1925-46	- 65,98	- 3,14	—	—
West Vioz Glacier	1925-41	- 24,50	- 1,53	—	—	—	—	—	—	—	—
Central Vioz Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
East Vioz Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>La Mare Valley</i> Vallenaia Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Vedretta Rossa (Red Glacier)	1924-34	- 94,02	- 9,40	1946-57	-134,90	-12,26	—	—	—	—	—
Venezia Glacier	1925-34	- 12,57	- 1,40	—	—	—	—	—	—	—	—
Mare Glacier	1924-34	- 48,08	- 4,81	1944-55	-143,85	-13,07	—	—	—	—	—
Marmotte Glacier	1925-34	- 70,30	- 7,81	1945-55	- 52,80	- 5,28	—	—	—	—	—
Caresèr Glacier	1924-35	-152,28	-16,92	1946-57	-294,00	-26,73	—	—	—	1925-33	9
Cavalòn Glacier	1924-33	- 87,44	- 9,72	1945-55	- 56,80	- 5,68	—	—	—	—	—
<i>Rabbi Valley</i> Cima Caresèr Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Outer Saent Glacier	1924-27	- 4,30	- 1,43	1946-57	- 32,20	- 2,93	—	—	—	—	—
Central Saent Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Inner Saent Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
South Passo Saent Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rabbi Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sternai Glacier	1925-34	- 34,80	- 3,87	1947-57	- 27,00	- 2,70	—	—	—	—	—
Sassoni di Sternai Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lago Verde Valley</i> Lago Verde Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fontana Bianca Glacier	1924-34	- 42,43	- 4,24	—	—	—	—	—	—	—	—
Passo Fontana Bianca Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pracupola Valley</i> Pracupola Glacier	1927-33	+ 1,50	+ 0,25	—	—	—	—	—	—	—	—
North slope											
<i>Martello Valley</i> Orecchia Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Flim Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Soi Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Upper Gioveretto Glacier	1924-41	- 27,25	- 1,60	—	—	—	—	—	—	—	—

Altimetrical variations of the glacier termini							Areal variations					Glacier characters			
Average annual variation	Observation period	Altimetric variation	Annual variation	Observation period	Terminal variation	Annual variation	Observation period	Initial area	Areal variation	Annual variation	Annual variation %	Orientation	Area	Terminal height	Alimentation
m		m	m		m	m		ha	ha	ha	ar. in.		ha	m	
7,75	—	—	—	—	—	—	1934-60	30,32	30,32	1,17	3,86	NNW	30,32	2648	—
-1,00	—	—	—	—	—	—	1930-55	11,14	11,14	0,45	4,00	N	11,14	2754	—
13,25	1930-61	50	1,61	1926-61	103	2,94	1930-61	39,98	6,48	0,21	0,54	NE	38,98	2547	d
5,00	1933-61	60	2,14	1926-61	95	2,71	1933-61	28,46	20,02	0,72	2,53	NE	28,46	2805	d
—	—	—	—	—	—	—	1926-60	3,87	3,87	0,11	2,95	SE	3,87	3120	—
—	—	—	—	1926-61	199	5,69	1926-61	21,04	15,23	0,44	2,08	NE	21,04	2721	—
—	—	—	—	1925-61	99	2,75	1925-61	45,79	11,66	0,32	0,71	SE	45,79	3001	d
—	—	—	—	1925-61	140	3,89	1925-61	104,58	31,45	0,87	0,83	S	104,58	2900	d-a
—	—	—	—	1926-61	350	10,00	1926-61	165,21	67,71	1,93	1,17	SE	165,21	2660	d
—	—	—	—	1926-61	44	1,26	1926-61	43,32	24,19	0,69	1,59	ESE	43,32	3006	a
—	—	—	—	1925-61	205	5,69	1925-61	86,63	36,63	1,02	1,18	SE	86,63	2870	d-a
—	—	—	—	1925-61	127	3,50	1925-61	45,79	16,98	0,47	1,03	SE	45,79	2813	d-a
—	—	—	—	1925-61	213	5,92	1925-61	37,75	23,75	0,66	1,75	SE	37,75	2817	d-a
—	—	—	—	—	—	—	1925-61	5,57	5,57	0,15	2,76	SSE	5,57	3340	—
—	—	—	—	1925-61	20	0,57	1925-61	9,28	-2,60	-0,07	-0,78	S	9,28	3300	d
—	—	—	—	1927-61	180	5,29	1927-61	35,89	18,44	0,54	1,51	E	35,89	2800	d-a
—	—	—	—	1927-61	107	3,15	1927-61	203,61	112,98	3,32	1,63	ENE	203,61	2463	d
—	—	—	—	1925-60	62	1,77	1925-61	181,25	57,62	1,60	0,88	E	181,25	2778	d
—	—	—	—	1926-61	99	2,83	1926-61	528,47	129,47	3,70	0,70	E	528,47	2451	d
—	—	—	—	1925-61	36	1,00	1925-61	54,45	18,45	0,51	0,94	SSE	54,45	2984	d
1,13	1933-61	96	3,43	1925-61	105	2,92	1933-61	541,43	8,82	0,32	0,06	S	541,63	2645	d
—	—	—	—	1926-61	25	0,71	1926-61	24,75	11,62	0,33	1,34	WNW	24,75	2875	d
—	—	—	—	—	—	—	1925-61	14,23	14,23	0,40	2,77	E	14,23	2880	—
—	—	—	—	1925-61	102	2,83	1925-61	24,13	18,13	0,50	2,08	ENE	24,13	2788	d
—	—	—	—	—	—	—	1934-61	5,62	5,62	0,21	3,72	ENE	5,62	3050	—
—	—	—	—	—	—	—	1925-61	6,19	6,19	0,17	2,78	E	6,19	2896	—
—	—	—	—	—	—	—	1925-50	4,95	4,95	0,20	4,00	E	4,95	2790	—
—	—	—	—	1925-61	122	3,39	1925-61	27,23	18,35	0,51	1,87	SSE	27,23	2868	d-a
—	—	—	—	1925-61	159	4,42	1925-61	79,21	68,77	1,91	2,41	SW	79,21	2796	d-a
—	—	—	—	—	—	—	1927-61	8,66	8,66	0,25	2,92	SW	8,66	3009	—
—	—	—	—	1927-61	60	1,76	1927-61	18,19	10,69	0,31	1,72	E	18,19	2960	d-a
—	—	—	—	1927-61	86	2,53	1927-61	65,60	11,16	0,33	0,50	E	65,60	2814	d
—	—	—	—	1927-61	70	2,06	1927-61	14,85	8,16	0,24	1,62	E	14,85	2900	d
—	—	—	—	1927-61	25	0,74	1927-61	42,68	17,93	0,53	1,23	NNE	42,68	2845	d
—	—	—	—	1927-61	286	8,41	1927-61	63,12	49,22	1,45	2,29	NW	63,12	2684	d
—	—	—	—	—	—	—	1927-61	9,90	9,90	0,29	2,94	NNW	9,90	2905	—
—	—	—	—	1924-61	231	6,24	1924-61	123,34	29,59	0,80	0,65	N	123,34	2429	d
—	1939-61	30	1,36	—	—	—	1939-61	44,55	10,14	0,46	1,03	WNW	44,55	2960	d

Name of the glacier	Planimetric variation of the glacier termini									Observation period	
	Observation period	Terminal variation	Average annual variation	Observation period	Terminal variation	Average annual variation	Observation period	Terminal variation	Average annual variation		
	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
<i>Martello Valley</i>											
Lower Gioveretto Glacier	1924-43	-320,80	-16,88	—	—	—	—	—	—	1926-39	19
East Monache Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1924-39	212
Central Monache Glacier	1924-39	- 8,70	- 0,58	—	—	—	—	—	—	—	—
West Monache Glacier	1924-39	-107,55	- 7,17	—	—	—	—	—	—	1924-39	25
Saent Glacier	1924-39	- 57,57	- 3,84	—	—	—	—	—	—	1926-39	-2
Grames Glacier	1924-31	- 23,75	- 3,39	—	—	—	—	—	—	1924-39	161
Serena Glacier	1933-38	- 28,65	- 5,73	—	—	—	—	—	—	—	—
Vedretta Ultima (Last Glacier)	1925-30	- 64,12	-12,82	1933-66	-222,82	- 6,75	1933-66	-222,82	- 6,75	—	—
Vedretta Alta (High Glacier)	1924-39	-155,24	-10,35	1939-60	-295,27	-14,06	1924-60	-450,51	-12,79	1924-39	41
Cevedale Glacier	1924-42	-303,67	-16,87	1942-51	-410,00	-45,56	1924-51	-713,67	-26,43	1924-39	138
Vedretta Lunga (Long Glacier)	1924-33	-125,31	-13,92	1935-66	-599,09	-19,34	1935-66	-599,09	-19,34	1924-39	79
Lago Gelato Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pozzo Glacier	1925-35	- 13,52	- 1,35	—	—	—	—	—	—	1926-30	22
Cima Madriccio Glacier	1925-35	- 14,90	- 1,49	—	—	—	—	—	—	—	—
Inner Peder Glacier	—	—	—	1938-42	- 19,40	- 4,85	—	—	—	1926-42	30
Central Peder Glacier	—	—	—	1938-42	- 2,75	- 0,69	—	—	—	1926-42	53
Livi Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-39	15
Sluder Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Covelano Valley</i>											
Covelano Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Lasa Valley</i>											
Lasa Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Angelo Glacier	1924-35	-169,50	-15,41	—	—	—	—	—	—	—	—
Small Forno Glacier	1925-35	- 25,75	- 2,34	—	—	—	—	—	—	1926-30	0
<i>Cengles Valley</i>											
Cengles Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-30	85
<i>Solda Valley</i>											
Razoi Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-30	0
Inner Zai Glacier	1924-39	- 54,09	- 3,61	1939-60	-175,30	- 8,34	1924-60	-229,39	- 6,37	1924-42	29
Central Zai Glacier	1930-42	- 58,00	- 4,83	—	—	—	—	—	—	1926-42	-5
Outer Zai Glacier	1930-42	-116,90	- 9,74	—	—	—	—	—	—	—	—
Northwest Cima Vertana Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Southwest Cima Vertana Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rosim Glacier	1924-39	-128,35	- 8,55	—	—	—	—	—	—	1924-30	217
Laste Glacier	1924-39	- 84,30	- 5,62	—	—	—	—	—	—	1924-30	77
Upper Beltovo Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lower Beltovo Glacier	1924-39	- 41,87	- 2,79	—	—	—	—	—	—	1926-30	0
Passo del Madriccio Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Madriccio Glacier	1924-42	- 48,52	- 2,69	—	—	—	—	—	—	1926-42	25
Solda Glacier	1924-39	- 28,57	- 1,90	1939-66	-209,94	- 7,78	1924-66	-238,51	- 5,68	1924-42	4
Finimondo Glacier	1924-36	- 10,90	- 0,78	—	—	—	—	—	—	1924-34	-5
Upper Marlet Glacier	1934-38	- 82,45	-20,61	—	—	—	—	—	—	—	—
Lower Marlet Glacier	1934-38	- 52,10	-13,02	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Trafoi Valley</i>											
Tabaretta Glacier	1924-36	- 43,04	- 3,59	—	—	—	—	—	—	—	—
Upper Ortles Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lower Ortles Glacier	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Trafoi Glacier	1929-41	- 22,90	- 1,41	—	—	—	—	—	—	—	—
Madaccio Glacier	1924-41	-145,68	- 8,57	—	—	—	—	—	—	—	—
Vedretta Piana (Flat Glacier)	1924-41	-113,84	- 6,70	1941-63	-159,20	- 7,23	1924-63	-273,04	- 7,00	—	—

Altimetrical variations of the glacier termini							Areal variations					Glacier characters			
Average annual variation	Observation period	Altimetric variation	Annual variation	Observation period	Terminal variation	Annual variation	Observation period	Initial area	Areal variation	Annual variation	Annual variation	Orientation	Area	Termini height	Alimentation
m		m	m		m	m		ha	ha	ha	ar. in.		ha	m	
1,46	1939-61	160	7,27	1926-61	177	5,14	1939-61	125,62	54,87	2,49	1,98	NW	125,62	2681	d
14,13	1939-61	20	0,91	1924-61	232	6,27	1939-61	79,21	16,71	0,76	0,96	N	79,21	2588	d
—	—	—	—	1924-61	119	3,22	1924-61	21,04	11,54	0,31	1,48	N	21,04	2711	a
1,67	1939-61	107	4,86	1924-61	132	3,57	1939-61	59,40	18,84	0,86	1,45	W	59,40	2718	d
-0,15	1939-61	12	0,55	1926-61	10	0,29	1939-61	51,36	9,17	0,42	0,82	NW	51,36	2740	d-a
10,73	1939-61	113	5,14	1924-61	274	7,41	1939-61	233,15	57,11	2,60	1,12	N	233,15	2446	d
—	—	—	—	1930-61	-29	-0,94	1930-61	123,76	9,70	0,31	0,25	NNW	123,76	2859	d
—	1939-61	202	9,18	—	—	—	1939-61	63,12	19,49	0,89	1,40	N	63,12	2558	d
2,73	1939-61	60	2,73	1924-61	101	2,73	1939-61	217,20	43,26	1,97	0,91	N	217,20	2559	d
9,20	1939-61	67	3,04	1924-61	205	5,54	1939-61	611,99	265,74	12,08	1,97	ENE	611,99	2395	d
5,27	1939-61	60	2,73	1924-61	139	3,76	1939-61	458,75	151,94	6,91	1,51	E	458,75	2491	d
—	1939-61	50	2,36	—	—	—	1939-61	48,75	30,69	1,40	2,86	SE	48,75	2900	d-a
5,50	1930-61	-7	-0,23	1926-61	15	0,43	1930-61	43,32	29,44	0,95	2,20	SE	43,32	2975	d-a
—	—	—	—	—	—	—	1926-61	3,71	3,71	0,11	2,86	E	3,71	3005	—
1,88	1942-61	20	1,05	1926-61	50	1,43	1942-61	27,23	15,10	0,79	2,91	E	27,23	2970	d
3,31	1942-61	25	1,32	1926-61	78	2,23	1942-61	55,07	27,06	1,42	2,59	SSW	55,07	3072	d
1,15	—	—	—	—	—	—	1939-61	12,50	12,50	0,57	4,56	SE	12,50	2985	—
—	—	—	—	—	—	—	1927-61	21,66	21,66	0,64	2,96	SE	21,66	2980	—
—	—	—	—	1927-61	100	2,94	1927-61	18,56	9,06	0,27	1,43	NE	18,56	2750	d-a
—	—	—	—	1924-61	396	10,70	1924-61	133,75	-8,75	-0,24	-0,18	N	133,75	2884	d
—	—	—	—	1924-61	339	9,16	1924-61	432,45	79,51	2,15	0,50	NNE	432,45	2111	d
0	1930-61	150	-4,84	1926-61	150	4,29	1930-61	49,50	6,69	0,21	0,44	NE	49,50	2620	d-a
21,25	1930-61	-15	-0,48	1926-61	70	2,00	1930-61	30,94	15,94	0,51	1,66	N	30,94	2700	a
0	1930-61	1	0,03	1926-61	1	0,03	1930-61	8,66	2,60	0,08	0,97	W	8,66	3059	d
1,61	1942-61	-50	-2,63	1924-61	-21	-0,57	1942-61	50,12	-0,82	-0,43	-0,86	W	50,12	2901	d
-0,31	1942-61	-18	-0,95	1926-61	-23	-0,66	1942-61	82,46	20,27	1,07	1,30	NW	82,46	2840	d
—	—	—	—	—	—	—	1942-61	69,77	32,33	1,70	2,44	NW	69,77	2795	d-a
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	6,87	6,87	0,22	3,22	W	6,87	3145	—
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	4,37	4,37	0,14	3,22	WSW	4,37	3050	—
36,17	1930-61	40	1,29	1924-61	257	6,95	1930-61	79,21	11,40	0,37	0,47	WNW	79,21	2683	d
12,83	1930-61	-5	-0,16	1924-61	72	1,95	1930-61	26,61	6,30	0,20	0,76	W	26,61	2898	d
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	12,50	12,50	0,40	3,22	WNW	12,50	2960	—
0	1930-61	30	0,97	1926-61	30	0,86	1930-61	57,65	29,92	0,97	1,68	NW	57,55	2720	—
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	5,00	5,00	0,16	3,22	WSW	5,00	3000	—
1,56	1942-61	95	5,00	1926-61	120	3,43	1942-61	108,29	70,35	3,70	3,42	NW	108,29	2700	a
0,22	1942-61	35	1,84	1924-61	39	1,05	1942-61	825,45	197,70	10,41	1,26	NNE	325,45	2221	d
-5,10	1934-61	250	9,26	1924-61	199	5,38	1934-61	72,40	33,83	1,25	1,73	ENE	72,40	2351	a
—	—	—	—	1925-61	115	3,19	1925-61	16,87	8,50	0,24	1,40	NE	16,87	2475	a
—	—	—	—	1925-61	47	1,31	1925-61	41,29	8,73	0,24	0,59	NE	41,29	2283	a
—	—	—	—	1925-61	90	2,50	1925-61	14,23	9,36	0,26	1,83	NW	14,23	2700	d
—	—	—	—	1925-61	120	3,33	1925-61	148,62	8,87	0,25	0,17	NNW	148,62	2700	d
—	—	—	—	1925-61	235	6,53	1925-61	358,95	66,45	1,85	0,52	N	358,95	1980	d
—	—	—	—	1925-61	275	7,64	1925-61	141,71	37,34	1,04	0,73	N	141,71	2150	d
—	—	—	—	1926-61	300	8,57	1926-61	390,47	34,85	1,00	0,26	N	390,47	2100	d
—	1941-61	105	5,25	—	—	—	1941-61	113,86	42,92	2,15	1,90	NNE	113,86	2695	d

For this reason we applied the principle of superposition of effects. Reference to the table also shows that the values in the columns do not all relate to the same glaciers. Consequently the values of each line have been added, using the average values of the relative column to fill in the missing data. The results are seen below:

Table 37.

N 33,90	NNE 31,03	NE 34,56	ENE 53,06	E 35,57	ESE 29,54	SE 20,59	SSE 38,06
S 42,39	SSW 25,15	SW 53,26	WSW 36,03	W 25,80	WNW 53,30	NW 32,48	NNW 53,18

An examination of the data shows that a SE orientation is the most suitable to maintain a glacier ice covering, and the WNW orientation is the least suitable.

The values in the last line of the table indicate that terminal recession was most rapid and terminal rise slower in the first period than in the second.

The data in the table has been elaborated to calculate the average values of the average annual glacier recession for glaciers having orientations with N, E, S and W components. The results are shown below:

Table 38.

Component	Annual terminal recession			Annual terminal rise			Annual decrease in area
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	1924-61 ha
N	6,35	11,71	10,50	5,19	3,19	3,38	1,87
E	6,04	8,60	8,74	2,36	2,78	3,49	1,64
S	7,63	8,67	9,61	1,20	3,48	3,08	1,00
W	7,08	10,45	11,35	4,91	2,94	2,60	1,36

By applying the principle of superposition of effects, the following values are obtained for the four components:

N 42,19
E 33,65
S 34,67
W 40,69

An orientation with E component is therefore the most suitable to maintain a glacier ice covering, and an orientation with N component is the least suitable.

The glaciers have been subdivided into 18 classes on the basis of their areal distribution; the first 17 classes each contain 7 glaciers, and the last contains 6 glaciers. The arithmetical average of the values for each class have been computed, and the results are shown below:

Table 39.

Area ha	Annual terminal recession			Annual terminal rise			Annual decrease in area	
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	1924-61 ha	1924-61 % initial area
1604,61-432,45	12,90	22,78	18,68	3,63	4,05	4,52	7,24	0,99
404,96-238,14	11,00	23,16	16,07	0,11	2,33	3,54	3,54	1,13
233,15-163,47	6,01	9,21	8,02	5,56	4,24	4,81	1,93	1,00
150,98-123,76	6,40			1,46	7,27	4,60	0,92	0,68
123,34- 86,63	4,44	7,26	7,36	1,56	5,13	4,62	1,45	1,39
86,63- 78,59	5,59	5,47	4,85	14,29	0,70	4,08	1,19	1,47
73,69- 65-60	9,03	8,23	4,77	-2,18	7,55	4,43	1,46	2,07
63,12- 54,45	7,32	5,74	7,50	1,56	4,32	3,46	1,02	1,72
51,36- 45,79	3,02	5,95	4,32	0,49	-1,14	1,75	0,41	0,86
44-55- 38,98	4,79	2,99	6,27	2,75	2,42	1,16	0,51	1,20
38,98- 30,22	3,25	19,26	14,82	14,08	0,57	2,57	0,61	1,88
29,37- 26,61	2,14	6,84	4,08	6,57	1,36	2,37	0,54	1,94
26,60- 21,04	4,48	5,75	7,31	-1,92	6,30	2,18	0,39	1,69
21,04- 17,94	2,16				6,67	4,12	0,41	2,07
16,87- 12,50	8,28			1,15	3,39	2,58	0,36	2,57
12,50- 8,66	1,17	7,00	3,83	0,00	1,45	0,89	0,28	2,23
8,66- 5,57	1,57	3,45	2,47	6,50	0,03	0,03	0,22	3,31
5,00- 3,09	1,56						0,17	4,38

The results indicate: a) the largest glaciers have in general shown the highest average annual rate of terminal recession, but there is no similar relationship for the rate of terminal rise; b) the largest glaciers have undergone the greatest average annual reduction in area, and the smallest glaciers have undergone the least reduction; c) the smallest glaciers have suffered the most rapid decrease proportionate to their area, and consequently during a period of glacier retreat they disappear most rapidly. In order to illustrate more clearly the statements expressed in b) and c) above, the two diagrams of fig. 21 have been plotted. The abscissa represents the areas in hectares, and the ordinate corresponds to the average variations in area expressed in hectares, and also as a percentage of the initial area.

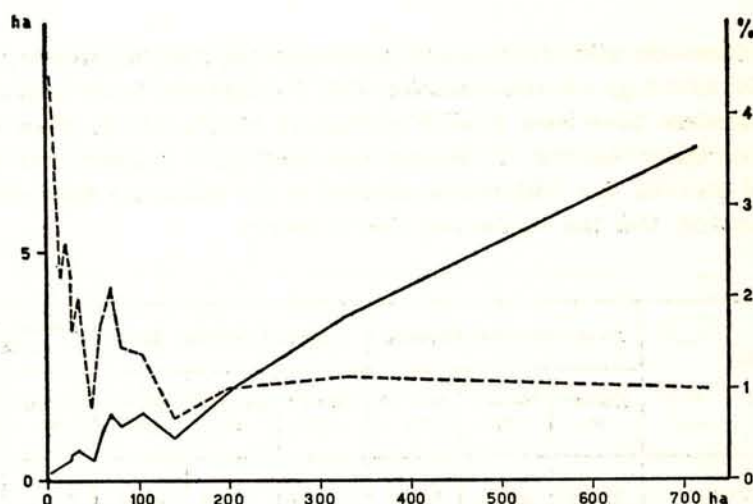


Fig. 21 - Average annual variations in the areas of the glaciers as a function of their initial areas.

On the basis of terminal rise the glaciers have been subdivided into 18 classes, each class containing 7 glaciers. The arithmetical average of the values in each class has been computed with the following results:

Table 40.

Terminal altitude m	Annual terminal recession			Annual terminal rise			Annual decrease in area ha
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	
3340-3059	0,65	0,69	—	1,66	1,58	0,94	0,33
3050-3005	5,90	3,22	4,37	4,21	6,30	2,38	0,34
3001-2975	3,93	5,28	—	3,33	-0,23	0,84	0,44
2970-2930	2,09	5,93	5,09	0,94	2,65	1,60	0,46
2920-2898	4,17	10,05	7,83	7,22	0,58	1,83	0,45
2896-2870	5,32	10,09	14,82	—	—	4,18	0,36
2870-2859	4,41	5,68	6,45	—	0,66	1,83	0,74
2853-2819	2,99	11,47	8,12	-0,27	1,40	1,72	1,05
2817-2800	5,91	34,83	20,35	0,58	4,05	3,31	1,56
2796-2780	3,41	4,21	2,58	1,00	1,39	1,98	0,98
2765-2720	2,83	3,98	2,76	-0,38	2,66	2,45	0,51
2719-2700	10,54	9,26	3,27	6,02	5,30	3,33	0,70
2700-2681	7,96	7,23	7,00	13,06	4,70	4,96	1,52
2670-2622	8,71	9,84	6,66	2,30	4,37	4,32	1,97
2620-2578	3,01	10,26	7,17	4,90	1,62	4,07	1,10
2566-2475	11,88	15,30	17,72	7,08	3,79	3,27	2,07
2463-2313	6,70	19,30	16,11	4,94	5,81	5,17	3,50
2283-1980	10,75	15,99	14,81	1,27	5,53	5,81	4,54

It is seen from the table that: *a*) the lateral and vertical variations of the terminus of the glaciers with the lowest terminal altitude are greater than for glaciers with greatest terminal altitudes; *b*) the variations in area is greater for a glacier with low terminal altitude than for a glacier with great terminal altitude. This is inferred from the diagram of fig. 22, in which the abscissa corresponds to the terminal altitude of the glacier in metres, and the ordinate corresponds to the average annual variation in area in hectares.

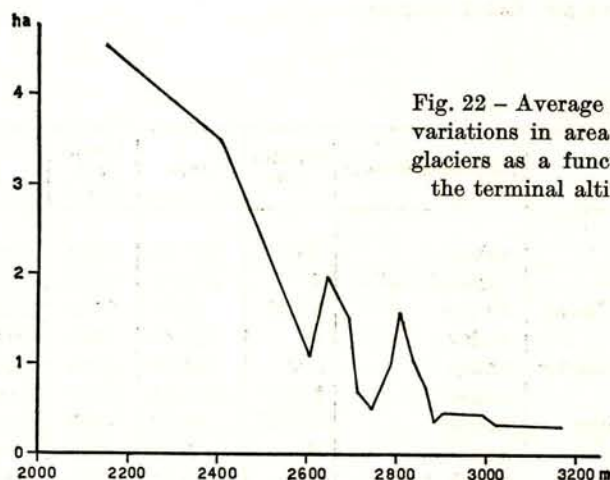


Fig. 22 - Average annual variations in area of the glaciers as a function of the terminal altitude.

Three groups of glaciers have already been distinguished on the basis of type of alimentation: *a*) direct alimentation; *b*) direct alimentation and by avalanches; *c*) alimentation by avalanches. By computing the arithmetical average of the values for each group the following results are obtained:

Table 41.

Alimentation	Annual terminal recession			Annual terminal rise			Annual decrease in area
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	
Direct	6,36	13,83	12,13	4,86	3,04	3,34	1,85
Direct-avalan.	5,35	7,41	5,77	1,38	3,09	3,59	0,89
Avalanches	7,83	11,13	10,55	5,90	4,59	2,43	0,93

The table 41 shows that the most suitable type of alimentation for maintaining the glacier covering is that of mixed alimentation (direct and avalanche), and the least suitable is direct alimentation.

8. Comparison between the Oscillations of the Termini of some Glaciers and Climatic Variations.

In order to distinguish the climatic variations from the average annual oscillations of the glacier termini in the region investigated, diagrams have been plotted to show the average annual variations of the suitably located glaciers, which have been examined for a sufficient period of time.

The glaciers are listed below:

Table 42.

Glacier	Morphological type	Orientation	Area	Terminal height	Type of alimentation
Vitelli Glacier	valley	NW	277,84	2490	direct
Zebrù Glacier	through valley	S	322,00	2670	direct-avalanches
East Castelli Glacier	cirque	NNW	52,31	2770	direct
Cedeh Glacier	valley	W	324,43	2605	direct
South Rosole Glacier	valley	SW	102,81	2720	direct
Forni Glacier	valley	NNW	1604,61	2245	direct
Sforzellina Glacier	cirque	WNW	60,02	2650	direct
Gavia Glacier	cirque	E	9,28	2943	direct-avalanches
Vedretta Alta	strath terrace	N	217,20	2600	direct
Solda Glacier	valley	NE	825,95	2225	direct

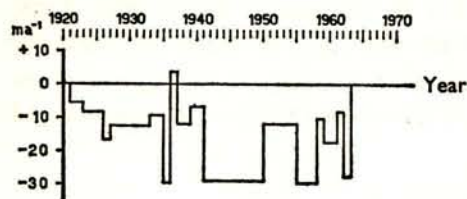
For the purpose of this study the ten diagrams of fig. 23 have been plotted. The abscissa represents the years and the ordinate represents the relative average annual lateral variations of the termini in metres.

The three diagrams of fig. 24 have also been constructed to represent: a) the variation in annual precipitation at the Bormio Station (1225) from 1921-1963; b) the variation in the average summer temperature at the Bormio station from 1930-1963; c) the variation in the average annual thickness of the snow mantle at the Santa Caterina Valfurva (1740 m) and Caresèr (dam) (2600 m) stations from 1930 to 1963.

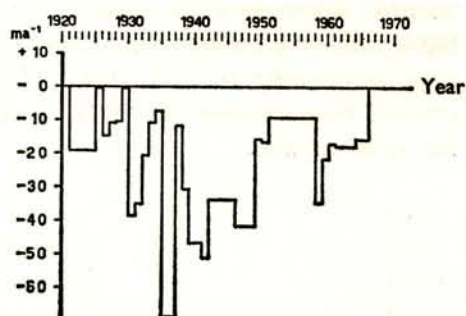
It is now possible to identify the periods of maximum and minimum snow accumulation in the catchment basins of the glaciers considered.

The major snow accumulation occurred during the years: 1923, 1926, 1939, 1951, 1954 and 1960; of these those particularly suitable were: 1926 because of the greater amount of snowfall; 1939 because of the low average summer temperatures; 1954 because of the greater amount of snowfall, the low average summer temperature, and the considerable thickness of the snow mantle; 1960 because

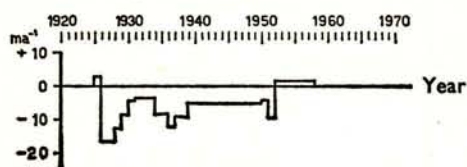
Vitelli Glacier



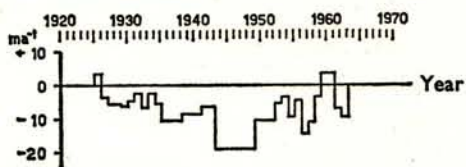
Forni Glacier



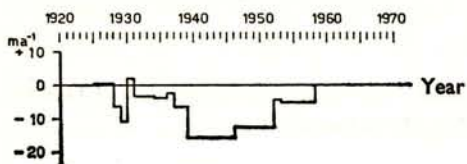
Zebrù Glacier



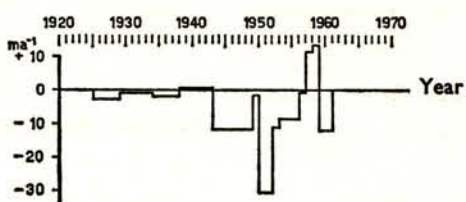
Sforzellina Glacier



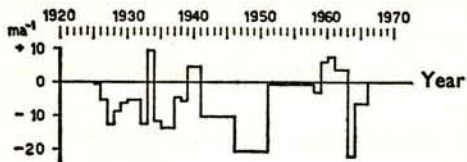
East Castelli Glacier



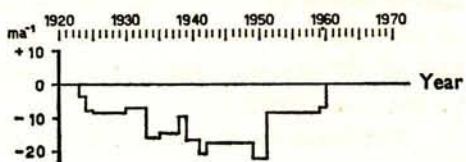
Gavia Glacier



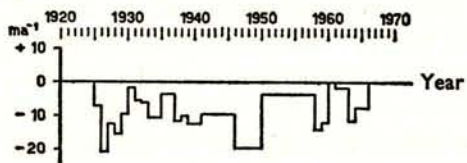
Cedeh Glacier



Vedretta Alta



South Rosole Glacier



Solda Glacier

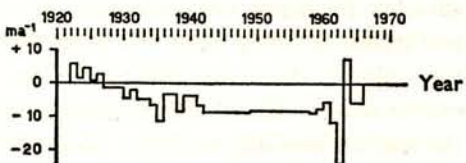


Fig. 23 - Average annual planimetric variations of some glaciers (1921-1966).

of the greater amount of snowfall and the remarkable thickness of the snow mantle. Minor snow accumulation occurred in the years: 1921, 1930, 1932, 1936, 1938, 1941, 1943, 1949, 1953, 1955, 1959 and 1961. Of these the following were particularly suitable: 1941, 1943 and 1949 because of the high average summer temperatures, the small amount of snowfall, and the low thickness of the snow mantle.

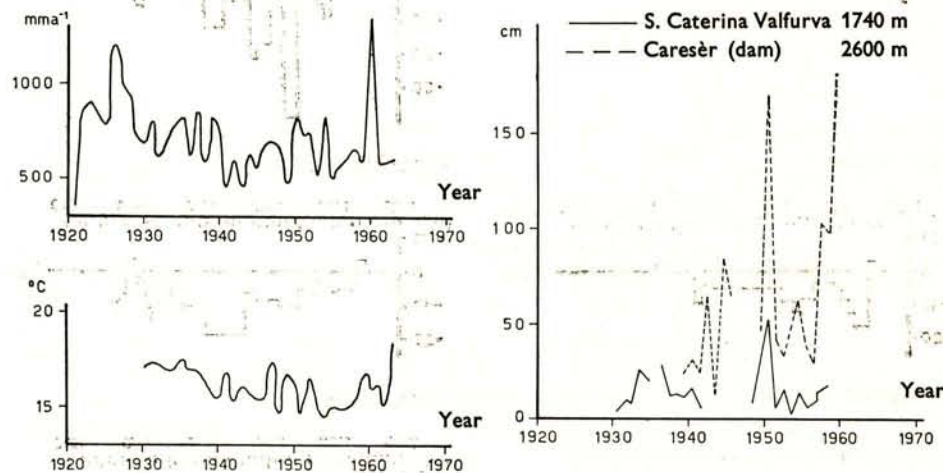


Fig. 24 - Variations in the annual precipitation, the average summer temperature, and the thickness of the snow mantle.

The above comments are more clearly shown in the diagram of fig. 25, which has been plotted by applying the principle of the superposition of the effects to the first two diagrams of the previous figure. The ordinate is taken as zero, and corresponds to the average annual value of the annual snowfall, and of the average summer temperature at the Bormio Station during the period considered.

Furthermore, the values of the annual precipitation which are higher than the average values, and the average summer temperature lower than the average value, have been added (superposition of the effects of the conditions suitable for snow accumulation). In the same way the values of the annual precipitation lower than the average value, and the average summer temperature higher than the average value have been added (superposition of the effects of the conditions unsuitable for snow accumulation). On the other hand the algebraic addition of the values for the annual snowfall and for the average summer temperature have been computed, which presented characters against the possibility of snow accumulation. This diagram can now be compared with

the ten diagrams referring to the selected glaciers. The results of this comparison are shown in the table 43 in which the delay between climatic changes and terminal variations is expressed in years, and the «sensitivity» of the

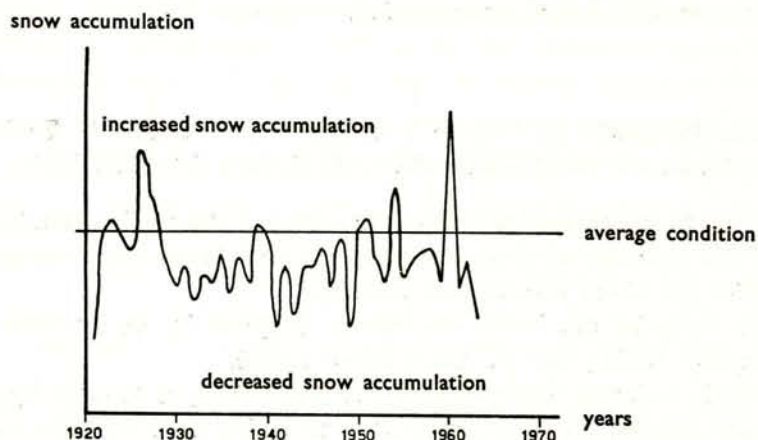


Fig. 25 - Changes in the snow accumulation between 1921 and 1963.

terminal variations to the climatic changes is recorded by differences in the maximum and minimum average annual variations (expressed in metres).

Table 43.

Glacier name	Delay in years	Sensitivity m
Vitelli Glacier	4,5-5,5	32,90
Zebrù Glacier	5,0	19,30
East Castelli Glacier	3,5-4,5	17,65
Cedèh Glacier	2,5-4,0	31,17
South Rosole Glacier	4,0	20,80
Forni Glacier	5,5-6,0	68,35
Sforzellina Glacier	2,0-3,0	22,85
Gavia Glacier	1,5-2,0	43,85
Vedretta Alta	3,5	18,48
Solda Glacier	6,0-6,5	31,00

By comparing the first table in this chapter with the one above, it is seen that: a) there is always a delay between the climatic cause and the variation in the glacier terminus, and the delay — other conditions remaining constant — is greater for valley glaciers than for any other morphological type, and for larger

glaciers; (b) the sensibility to climatic changes seems to be strongest in the largest glaciers (Forni Glacier) and in the smallest glaciers (Gavia Glacier); (c) it is not possible to see the relationships of sensibility to climatic variations, orientation, terminal height, or type of alimentation.

E. RELATIONSHIP BETWEEN VARIATIONS OF GLACIER TERMINI, AREA OF GLACIERS, AND DISCHARGE OF STREAMS.

Data on the relationships between the area of the glacier, terminal variation, and the discharge of streams, during the same interval of time are available only for the Forni and Caresèr glaciers.

These data for the Forni Glacier are supplied by G. Baronio (1933), M. Visentini (1938), and F. Abbadessa (1955).

In the S. Caterina Valfurva basin, of which 38% is covered by glaciers, the average monthly drainage ratios for the period 1926-1930 are as follows according to G. Baronio:

Table 44.

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
0,33	—	0,41	—	0,74	2,46	2,81	1,96	1,13	0,84	0,50	0,61	1,28

The table shows that the results of the drainage ratios are less than one for the months October to May with a minimum in January, and greater than one during the summer months with the maximum in June, when the run-off is almost treble the snowfall during the same period.

The following table shows the value of the drainage ratio for each year, and the terminal retreat of the Forni Glacier (Baronio, 1933):

Table 45.

Period of observation	Drainage ratio	Terminal recession m
1927	1,68	15,3
1928	1,22	8,5
1929	1,75	20,8
1930	1,22	1,0

From the above data the influence of the ablation of the Forni Glacier on the discharge of Frodolfo torrent is obvious.

M. Visentini (1938) has computed the average monthly drainage ratio for the period 1930-1937 for the Forni Station, which subtends an area of 48,50 km² with an average height of 2800 m, and for the Santa Caterina Station, which subtends an area of 105,60 km² with an average height of 2770 m.

Table 46.

Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Forni	0,31	0,25	0,18	0,20	0,83	3,45	4,72	4,14	2,85	1,13	0,54	0,45	2,04
S. Caterina	0,43	0,34	0,26	0,29	1,01	3,13	3,18	2,51	1,71	0,79	0,57	0,45	1,53

If these figures for the Forni Station (47% of the area is covered by the glacier) are compared with those for the Santa Caterina Station (38% covered by glacier) the greatest difference between the drainage ratios occurred during the months from June to September, when the Forni values were clearly higher than those for Santa Caterina.

The following table shows the average drainage ratio for the two stations for each year, the corresponding alimentation from glaciers (M. Visentini, 1938), and the terminal retreat of the Forni and Cedei glaciers, from data collected by Desio, and suitable for the period considered by Visentini.

Table 47.

	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937
<i>Stations</i>	Annual drainage ratio							
Forni	1,78	2,39	1,94	1,63	2,01	2,36	2,38	1,97
S. Caterina	1,32	1,59	1,53	1,34	1,45	1,62	2,02	1,44
	Annual glacial contribution (l s ⁻¹ km ⁻²)							
Forni	50,8	76,9	52,5	43,0	69,3	84,8	72,4	72,1
S. Caterina	37,0	54,3	45,2	36,6	48,9	58,9	70,7	50,5
<i>Glaciers</i>	Terminal recession (m)							
Forni	13,11	37,29	30,12	17,19	9,50	27,61	68,68	49,69
Cedei	5,74	5,06	8,44	5,09	-2,19	12,40	13,72	10,68
Total	18,85	42,35	38,56	22,28	7,31	40,01	82,40	60,37

Thus, during 1931 there was a simultaneous maximum for the drainage ratio and for the glacial contribution in both stations, and also a maximum terminal recession of the two glaciers. On the other hand a minimum for the drainage ratio and for the glacial contribution occurred in 1933, but the minimum terminal recession of the glaciers occurred the following year. Finally, during 1936 there was a maximum for the drainage ratio together with a minimum for the terminal recession of the glaciers, but the maximum for the glacial contribution occurred the previous year.

F. Abbadessa (1955), at the Forni hydrometrical Station on the Frodolfo torrent, gives the following values for the average monthly drainage ratio during 1931-1940:

Table 48.

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
0,35	0,26	0,19	0,21	0,73	2,72	3,66	4,66	2,76	0,94	0,44	0,50	1,93

The following tables give, for the same station, the average drainage ratios, the glacial contribution for the various years, and the terminal recession of the Forni Glacier:

Table 49.

	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940
<i>Stations</i>	Annual drainage ratio									
Forni	2,40	1,95	1,65	2,03	2,37	2,36	1,98	1,87	1,33	1,77
	Annual glacial contribution ($1 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$)									
Forni	77,7	53,3	44,1	71,9	85,9	72,5	72,8	49,4	35,5	48,3
	Terminal recession (m)									
<i>Forni Glacier</i>	—	—	—	—	—	—	—	16,43	34,57	46,50

Using the data in previous tables the diagram for the period 1930-1940 can be constructed, in which the abscissa represents the years, and the ordinate the drainage ratio, the glacial contribution of the Forni Station, and the terminal recession of the Forni Glacier (fig. 26).

The diagram shows that during 1931 there was simultaneously a maximum for the drainage ratio, glacial contribution, and terminal recession, whereas during 1933 there was a minimum for the drainage ratio and the glacial contribution, but the minimum for the terminal recession did not occur until the following year. During 1936 there was a maximum for the drainage ratio and terminal recession, but the maximum for the glacial contribution occurred the previous year. Finally, a minimum occurred during 1939 for the drainage ratio and glacial contribution, but the minimum for the terminal recession occurred the previous year.

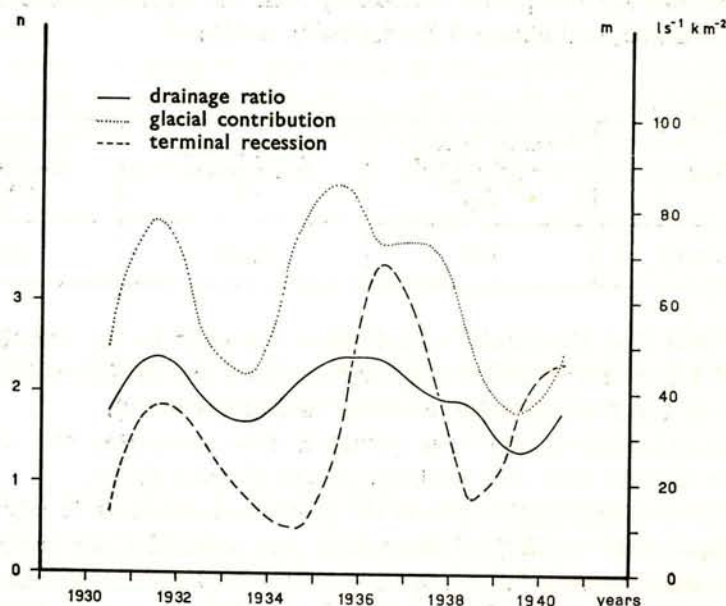


Fig. 26 - Variations in the drainage ratio, glacial contribution recession for the Forni glacier (1930-1940).

Abbadessa (1955) discussed the influence which the changes in the area of the tongue of the Forni Glacier have on the discharge of the Frodolfo torrent using the photogrammetrical maps of the glacier tongue plotted in 1929, 1936, and 1953. Elaborating Abbadessa's data the table 50 (page 96) can be constructed.

This table shows that the glacial contribution does not depend solely upon the ablation of the tongue of the glacier, but also upon independent climatic factors. Finally, Abbadessa has compared the glacial contribution

Table 50.

Period	Annual decrease in the area of the tongue km ²	Annual decrease in ice volume km ³	Annual glacial contribution l s ⁻¹ km ⁻²
1929-1936	0,0286	0,002857	62,5
1936-1953	0,0288	0,002882	87,7
1929-1953	0,0288	0,002917	77,0

in the Forni Glacier due only to the ablation of the ice mass flowing to the glacier terminus for the period 1931-1940, with the hydrological balance previously mentioned, and obtained the following result:

Table 51.

Period	Annual decrease in the area of the tongue km ²	Annual decrease in ice volume km ³	Annual glacial contribution l s ⁻¹ km ⁻²
1931-1940	0,29	0,027	67,1

It is seen that the glacial contribution due only to the ablation of the tongue (67,1 l s⁻¹ km⁻²) differs only slightly from the glacial contribution for the whole of the Forni Glacier ice mass (61,0 l s⁻¹ km⁻²).

Desio and Pisa (1934) have provided data comparing the ablation of the Caresèr Glacier with the discharge of the Caresèr River.

The effective contribution area of the glacier-covered basin is only 5,40 km², which is equivalent to 73% of the whole area subtended by the measuring station, so the following table has been constructed by elaborating the data of Desio and Pisa (1934) for the period from 5th August to 10th October 1933:

Table 52.

Period of observation	Total ablation cm	Total contribution l s ⁻¹ km ⁻²	Precipitation mm
5th Aug-10th Aug.	34,4	1453,6	10
11th Aug-20th Aug.	65,1	2827,5	17
21st Aug-31st Aug.	35,0	—	23
1st Sept-10th Sept.	36,0	1657,9	33
11th Sept-20th Sept.	30,0	1647,0	30
21st Sept-30th Sept.	32,7	345,5	32
1st Oct-10th Oct.	26,0	560,8	37

The table shows that between 5th August and 10th September 1933 there was a certain proportional relationship between glacial contribution and ablation, but this relationship does not occur in the following period (i.e. 11th September to 10th October).

With respect to the last chapter it should be remembered that during the summer of 1970, S. Belloni (1970) began investigations on the hydrological balance of the San Giacomo glaciers in Valfurva to compare the glacial contribution from these small glaciers with the glacial contribution from larger glaciers.

For this purpose measurements of the condensed water vapor, precipitation, glacier ablation, and discharge into the San Giacomo River from the two glaciers studied, have been carried out.

It is concluded that, for the period of the researches, the contribution per surface unit from a small glacier is only slightly less than that from a much larger glacier; and also that the ratio between the areas of a large glacier and a small one is much larger than the ratio of the relative contribution per surface unit.

F. SOME COMMENTS ON MASS VARIATIONS OF THE CARESER GLACIER IN THE 1966-1971 PERIOD

1. General Characteristics of the Glacier.

Along with the latest trends of today's glaciology which, among other things, anticipate a world wide study of the glaciers behaviour, researches on the glacial mass budget have been initiated in the last ten years also in Italy. After some preliminary investigations on the Marmolada Glacier (Eastern Alps), these researches are being carried out since 1966 on the Caresèr Glacier.

The Caresèr Glacier is set on the eastern to of the Ortles-Cevedale and belongs to the Adige basin (Noce). On the basis of the most recent aerophotogrammetric survey (1970), the following are its main morphometric data:

Total surface	4,6820 km ²
Frontal altitude	2855 m
Altitude of the highest point	3350 m
Maximum length	2480 m
Maximum width	2900 m

Average altitude	3080 m ⁽¹⁾
Equivalence of the upper and lower basins at altitude	3089 m ⁽²⁾
Slope along the middle main profile from the snout to altitude 3150 m	17%

Following the deep change occurred during the past forty years, which have shown a period of considerable retreat, the glacial apparatus, previously a first-order valley glacier, must be classified today as a second order or, according to A. Desio's classification, a cirque glacier.

Because of its characteristics, the Caresèr Glacier offers on the whole conditions particularly suitable for the carrying out of such studies; among those conditions one can mention the following:

- 1) a well-defined catchment basin, having a high degree of glacerization;
- 2) feeding almost exclusively due to the ordinary accumulation factors and actual want of interdependence relationships with other glacial areas;
- 3) morphological and topographical characteristics suitable for the carrying out of surveys on the whole surface;
- 4) moderate dimensions, but always open to comparison with other important glacial apparatuses of the mountain group;
- 5) the flowing together of melting waters into a sole glacial stream which, after a run of about 2 km, feeds a hydroelectric reservoir at a 2600 m altitude;
- 6) the possibility of having particular access and stay facilities, in addition to the possibility of climatic data made available by a station in operation since 1930;
- 7) the existence of repeated terrestrial (1930) and aerial (1967, 1970) photogrammetric shootings, plotted in a very large scale (1 : 5000).

2. Methods employed in the Mass Budget's Evaluation.

In the researches undertaken from 1966-67 onward with the aim of determining the annual mass budget, a method has been adopted, consisting of cyclical surface measurements taken in a 12 months span from October 1st to September 30th (budget year). Those measurements are mainly focused on determining accumulation and ablation on the glacier's surface. It is in fact from such parameters that the annual glacial budget is derived.

⁽¹⁾ 1967.

⁽²⁾ 1967.

The *gross accumulation*, known as water equivalent corresponding to the snow stock piled up on the glacier till the initial melting moment, is generally estimated within the first two weeks of May, in accordance with the environmental conditions of the given area. The surveys usually consist of a considerable number of thickness soundings of the snow cover, carried out along profiles set at fixed points on the surface of the glacier itself. Simultaneously average density measurements of the snow are taken at different altitudes for the purpose of turning thickness values into analogous water values.

The high number of data derived from direct measurements therefore allows the drawing of accumulation maps by groups of water equivalent and, lastly, the determination of the gross accumulation on the glacier's surface in function of the altitude.

The budget's second term, the *gross ablation*, i.e. the water equivalent corresponding to the totality of the melting phenomena occurred during the budget year, implies different manners of occurrence in the various sections of the glacier and generally presents some difficulties in being accomplished and determined, which are somewhat higher than those related to accumulation.

On the *ablation area* in fact the measurements lie in checking periodically the lowering of the glacier's surface in correspondence with a ranging stakes network. Thus, the year's ice melting (*net ablation*) and that of the snow, both represented in water equivalent, offer the *gross ablation* on this part of the glacier.

On the *catchment area*, where on an average the melting partially affects the year's snow cover, the gross ablation is determined at the closing of each budget year by means of the remaining snow density. These measurements allow to determine the difference between the water equivalent checked at the moment of accumulation surveys and the final consistency, a difference that stands for the ablation occurred on the catchment area. The snow usually remaining at the end of the budget year makes up in its turn the *net accumulation*.

It is also to be noted that in the higher areas ablation can affect in special years not only all the snow of the same year, but also, in different ways, the firn of previous years (*firn net ablation*). Such is the case for the 1971 summer. In these conditions, however exceptional, the evaluation methods will consequently be more or less the same for all the sections of the glacier.

The concept of net ablation and of net accumulation therefore makes unmistakably clear the meaning of *accumulation area* and of *ablation area*, i.e. of areas in which a net accumulation and a net ablation have respectively occurred. The separation between the two parts will be done at an altitude where neither a net accumulation nor a net ablation have been found. Along such an altitude the *equilibrium line* (annual limit of perpetual snow) runs.

The glacier's *net budget* springs out of the final comparison between gross

accumulation and gross ablation. This quantity too, represented in water values, is calculated in millimetres (*specific budget*) and in cubic metres (*total budget*) and in researches now in progress it has been determined for 50 m altimetrical spaces.

The annual glacial budget, positive or negative from the point of view of its mean value on the whole surface of the glacier, will show a differentiation in function of the altitude: there will particularly be a progressive going from negative accumulation-ablation balances in the ablation zone to positive values in the accumulation zone. Again the transit term will be marked by the equilibrium line; and here, being accumulation and ablation the same, the budget will be equal to zero.

In researches carried out on the Caresèr Glacier the mass budget — open to estimation also by different methods — is obtained by the comparison of accumulation and ablation gross values. Even though involving a greater complexity of the necessary surveys, the method allots for a separate and detailed evaluation of the basic terms that make up the budget equation; it allows therefore comparing the budget quantities themselves and the meteorological elements determining them and consequently the study of the relationships occurring between the climatic conditions and the glacier's behaviour, which is the final aim of the present cycle of researches.

3. Results for the 1966-67 ÷ 1970-71 Five Year Period.

The above mentioned methodology has been adopted for the ground surveys initiated in the 1966 fall, thus allowing to obtain an estimate of the mass budget for each of the years considered. The results have been made homogeneous through unitary elaboration and calculation criteria and have been referred, for a greater degree of comparability, to the glacier's situation existing in 1967, even though in the meantime the same glacier has undergone some slight changes in the surface and distribution of the areas according to the altitude.

In the same period a series of totalisers have been lately installed on the glacier's area, along with a thermograph for the recording of summer thermic conditions at a 3000 m altitude. The data collected will help in the future comparing and better utilizing the climatic series checked at the station of the Caresèr dam (2600 m) and in the surrounding ones.

Observations on the *accumulation* have first showed the characteristic of the phenomenon's total uniformity through practically the whole five year period.

Compared with an average specific value of 970 mm of water/year, equal to 4,5975 millions of m³, the differences of the five annual values in fact have fluctuated between 19% in the nearest whole number above (1967-68) and 11% in the nearest whole number below (1970-71). In the remaining years fluctuations were between 4 and 1 per cent.

As for the snow stock distribution on the glacier's surface, some basic trends have also been confirmed and precisely an initial decreasing trend starting from the snout (2855 m) up to the 3000-3050 m altimetrical area included and a subsequent progressive rise in the higher spaces. This behaviour is generally related to different degrees of exposure to wind which on the whole has asserted itself as one of the factors conditioning to the greatest extent the characteristics and the consistence of the snow accumulation.

In the five years observed, accumulation on the glacier have in the end reached a total quantity of almost 23 million m³ water equivalent, equal to a 4850 mm water sheet.

During the same period *ablation* characteristics have on the contrary been marked by an extreme unsteadiness. Compared with a specific average value of 1250 mm of water/year, the annual values differences were included between 38% in the nearest whole number above (1970-71) and 58% in the nearest whole number below (1967-68), with considerable differences in practically all the budget years.

As regards its behaviour in a number of altimetrical areas, ablation independently of particular local situations, has come out directly connected with altitude. However the lapses from one space to the other were considerable, with often very tangible irregularities that, in some years, have been connected with the periodical happening of summer snowfalls and the consequent rise of albedo caused by them.

The gross ablation observed, on an average equal to 1250 mm during the considered five year period, for a total of 5,9420 million m³, has brought about a total dissipation of about 30 million m³ of water, as a result of the melting processes of different material (snow, ice, firn) on the different zones of the glacier.

Therefore analysing on the whole the period observed, the *net budget* has seemed to be deficient: as a matter of fact the negative budget years were three (1966-67 ÷ 1969-70; 1970-71) as against one (1967-68) positive budget year and one (1968-69) equilibrium budget. The annual average specific budget that has resulted from them is of -280 mm, equal to -1,3145 million m³; in the five year period therefore there has been a total water loss of 1400 mm, corresponding to a total quantity of 6,5725 million m³.

These values however do not on the whole reveal the situation observed on the glacier at various altitudes: in fact in the terminal zone (2850-2900 m)

the deficit has been 6050 mm of water in the five years and is corresponding to a 6,6 m thickness reduction of the glacier; 5500 mm, equal to 6 m of ice, in the following altimetrical space, etc. (Table 53).

Table 53.

Interval m a.s.l.	1966-67	1967-68	1968-69	1969-70	1970-71	Average
2850-2900	- 1050	- 390	- 1120	- 1670	- 1820	- 1210
2900-2950	- 890	- 370	- 960	- 1600	- 1690	- 1100
2950-3000	- 770	- 350	- 680	- 1470	- 1460	- 950
3000-3050	- 680	- 240	- 430	- 1170	- 1270	- 760
3050-3100	- 480	+ 170	- 90	- 920	- 940	- 460
3100-3150	- 210	+ 560	+ 370	- 250	- 130	+ 70
3150-3200	+ 100	+ 790	+ 510	+ 170	+ 60	+ 330
>3200	+ 130	+ 1130	+ 670	+ 690	+ 420	+ 610
2850-3350	- 390	+ 260	± 0	- 630	- 650	- 280

In the altimetrical space that includes the contour line in correspondance with glacier's mean altitude (3080 m, space 3050-3100 m), there has been a further water decrease of 2300 mm, equal to more than 2,5 m of glacier thickness. Finally, in the highest space (3200 m) a 3050 mm rise, esclusively expressed in terms of water, was calculated.

From the point of view of thickness and above all, of influence on the changes in the characteristics of the glacial apparatus, the reduction has been therefore very consistent on the surface included between a 2850 and a 3000 m altitude, with values fluctuating between 6,6 and 4,15 m of ice. However, if one takes into account areal distribution according to altitude (fig. 27), the changes, even though striking, of this part of the glacier that represents about 13% of the total surface, do not greatly affect the general economy of the glacier itself (see table 54). To that effect quantity variations occurred between 3000 and 3100 m are instead more important: here a total loss of quantity, equal to 87% of the total reduction suffered by the glacier in the five years checked, has corresponded to a moderately negative specific budget.

Fig. 28 shows the equilibrium line's values corresponding to the closing of each budget year from 1966-67 and 1970-71 and the average line for the same period. In 1968-69, a year with a known at par net budget, the equilibrium line's altitude was set at 3084 m. This value has practically coincided with the glacier's mean altitude (3080 m) deduced from the hysographic curve, a datum that in its turn is very close to the contour line deviding the glacier itself into two equal surface (3089 m). Furthermore, if notice is taken that the perpetual

Table 54.

Interval m a.s.l.	Area distribution km ²	Gross accumulation mm	Gross ablation mm	Net budget	
				Specific mm	Total 10 ⁶ m ³
2850-2900	0,0565	1020	2230	-1210	-0,0675
2900-2950	0,2115	970	2070	-1100	-0,2280
2950-3000	0,3525	960	1910	-950	-0,3410
3000-3050	0,9030	900	1650	-760	-0,6675
3050-3100	1,0690	930	1390	-460	-0,4780
3100-3150	1,3040	990	920	+70	+0,0935
3150-3200	0,4580	1060	740	+330	+0,1505
>3200	0,3660	1130	520	+610	+0,2235
2850-3350	4,7205	970	1250	-280	-1,3145

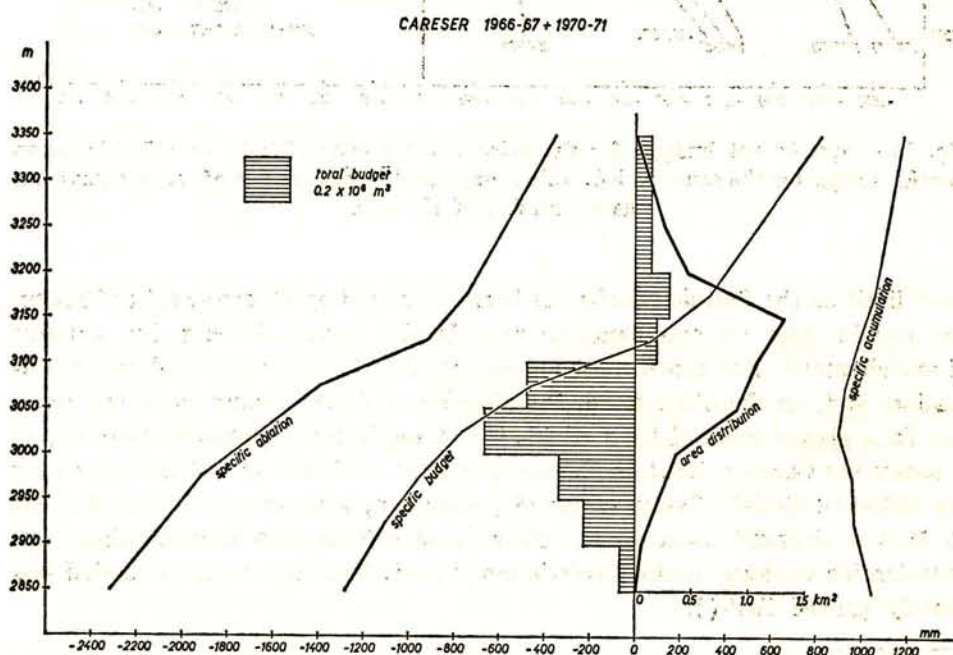


Fig. 27 - Specific gross accumulation and ablation; net budget (specific and total) for the 1966-67 ÷ 1970-71 period. Values expressed in water equivalents as a function of altitude.

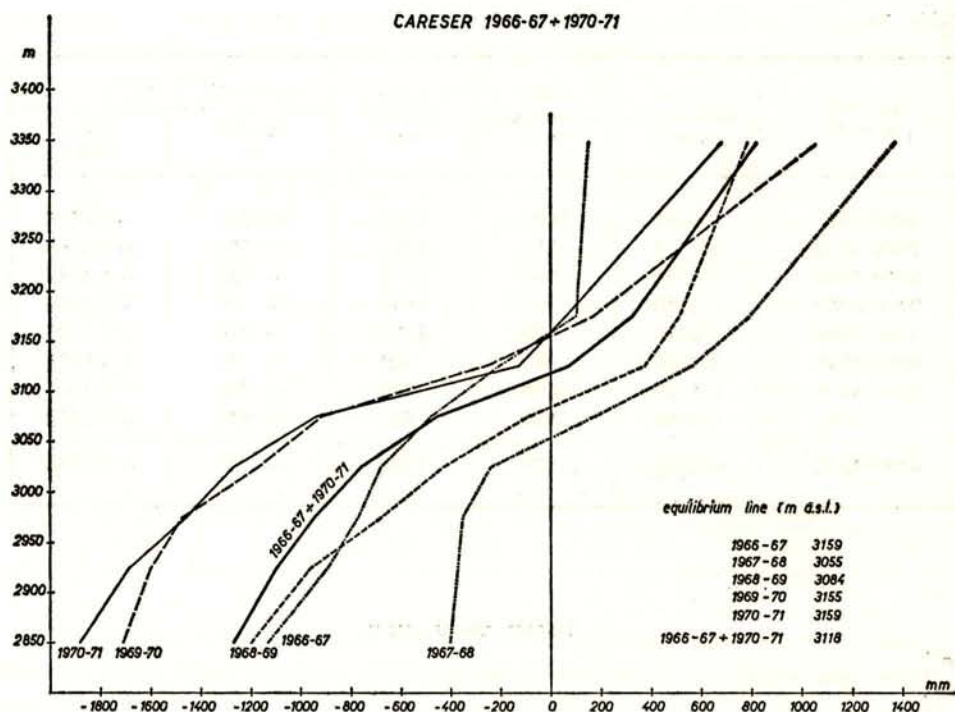


Fig. 28 - Specific net budgets for the balance years from 1966-67 to 1970-71; mean specific budget for the same period. Values expressed in millimetres of water equivalent as a function of altitude.

snow limit on the Careser Glacier has been calculated by Desio as set at 3084 m, one should infer on one hand, as regards the Careser Glacier, the validity of morphometric and direct methods employed in the above quoted limits estimation, and, on the other hand, the close concordance among these last ones.

In a glacier marked by a slight, if not negligible, movement velocity, as is today the Careser situation the conditions of moderate global unbalance for the 1966-67 ÷ 1970-71 five year period (-280 mm, with an equilibrium line set at 3118 m altitude) seem on the other hand sufficient to keep causing even considerable changes in the glacier's lower part. This first research period has exactly proved that⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Istituto di Fisica terrestre, Geodesia e Geografia fisica dell'Università di Padova.

REFERENCES ⁽¹⁾

- ABBADESSA F. (1954), *Cartes des neiges du bassin du P6*. Association International d'Hydrologie. Assemblée de Rome (1954). Vol. IV, pp. 106-116, Gentbrugge.
- BELLONI S. (1970), *Il bilancio idrologico delle Vedrette del San Giacomo*, « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 18, II serie, pp. 19-34, Torino.
- BRÜCKNER E. (1906), *Die Höhe der Firmlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firmlinie im Allgemeinen*. « Vierteljahrsschrift der Naturf. Gesell. », Jahrg. LI, H. 1, pp. 50-54, Zürich.
- CALCIATI M. (1945), *Le perforazioni eseguite del ghiacciaio d'Hosand*. « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 23, pp. 19-26, Torino.
- CARABELLI E. (1964), *Esplorazione geofisica al ghiacciaio del Caresèr*. « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », ser. II, n. 11, 1962, parte I, pp. 61-68, Torino.
- CASSINIS R., CARABELLI E. (1953), *Misure di spessore del ghiaccio al Ghiacciaio dei Forni (Lombardia)*. « Riv. di Geofisica Applicata », anno XIV, n. 2, pp. 1-15, Milano.
- CHARLESWORTH J. K. (1957), *The Quaternary Era with special reference to its Glaciation*. E. Arnold, London.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1959-61), *Catasto dei ghiacciai italiani*. Torino.
- CORBET J. (1962) *Neiges et Glaciers*. Leclerc, Paris.
- DAINELLI G., MARINELLI O. (1928), *Le condizioni fisiche attuali*. In: Spedizione italiana De Filippi nell'Himàlaia, Caracorum e Turchestàn cinese (1913-14), ser. II, vol. IV, Bologna.
- DESIO A. (1921), *Su di una forma particolare di ghiacciai delle Alpi Venete*. Atti dell'VIII Congresso Geogr. Ital., vol. II, pp. 42-46, Firenze.
- DESIO A. (1927), *Appunti ed osservazioni sui ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (Campagne glaciologiche del 1925-1926)*. « Atti Soc. Ital. Scienze Nat. », vol. LXVI, pp. 209-272, Milano.
- DESIO A. (1928), *Nuove ricerche sui ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (Campagna del 1927)*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. LXVII, pp. 98-124, Milano.

⁽¹⁾ The complete bibliography is contained within the volume: « I ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale ».

- DESIO A. (1951). *Per una classificazione dei ghiacciai alpini*, « Atti XV Congr. Geogr. Ital., Torino 1950 », vol. I, pp. 234-243, Torino 1951.
- DESIO A. (1959), *Geologia applicata all'ingegneria*. 2ª edizione, Idrogeologia applicata: *I ghiacciai*, pp. 236-251, Hoepli, Milano.
- DESIO A. (1967), *I ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrali)*. Con la collaborazione di S. Belloni e di A. Giorcelli, pp. 874, figg. 130, tav. 207. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Comitato Glaciologico Italiano, Torino.
- DRYGALSKI E., MACHATSCHKE F. (1942), *Gletscherkunde*. Enzyklopädie der Erdkunde, F. Deuticke, Wien.
- FINSTERWALDER S. (1890), *Die Gletscherausbrüche des Martell-Thales*. « Zeitschrift d. Deutsch. u. Oe. A. V. », Bd. XXI, pp. 21-34, Wien.
- FINSTERWALDER S. & LAGALLY M. (1913), *Die Neuvermessung des Suldenerferners 1906 und dessen Veränderungen in den letzten Jahrzehnten*. « Zeitschr. f. Gletscherk. », Bd. VII (1912-1913), pp. 145-182, Berlin.
- FINSTERWALDER S. & SCHUNCK H. (1887), *Der Suldenerferner*. « Zeitschr. d. Deutsch. u. Oe. A. V. », Bd. XVIII, p. 70-89, München.
- FRITZSCH M. (1895), *Über die Höhengrenzen in der Ortleralpen*. Wiss. Veröff. d. Verein f. Erdkunde in Leipzig. Bd. II (1894), Leipzig.
- GIACOMINI V. & PIGNATTI S. (1955), *Flora e vegetazione dell'Alta Valle del Braulio con speciale riferimento ai pascoli d'altitudine*. « Mem. Soc. It. Sc. Nat. », vol. XI, fasc. II-III, pp. 45-238, Milano.
- HAMMER W. (1912), *Glurns und Ortler*. Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ungar. Monarchie. SW-Gruppe. n. 66, pp. 72, Wien.
- HAMMER W. & TRENER G. B. (1908), *Bormio und Passo del Tonale*. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österr.-Ungar. Monarchie, SW-Gruppe, n. 78, pp. 54, Wien.
- HEIM A. (1885), *Handbuch der Gletscherkunde*. Engelhorn, Stuttgart.
- HESS H. (1904), *Die Gletscher*. F. Vieweg & S., Braunschweig.
- HOEFER H. (von) (1922), *Die relative Lage der Firmlinie*. Petermanns Mitteilungen, Bd. 68, Gotha.
- HOELLERMAN P. W. (1964), *Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldental (Ortlergruppe)*. « Zeitschr. für Geomorphologie ». Supplementband 4, pp. VI-257, Berlin.
- KLEBELSBERG R. (von) (1935), *Geologie von Tirol*. Borntraeger, Berlin.
- KLEBELSBERG R. (von) (1948-49), *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien.
- KOSSINNA F. (1939), *Die Schneedecke der Ostalpen*. Wissenschaftliche Veröffentlichungen der Deutschen Museum für Länderkunde zu Leipzig, n. F., 7, pp. 70-93, Leipzig.
- KUROWSKI L. (1891), *Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe*. « Geograph. Abhandl. herausg. v. A. Penck », pp. 119-160, Wien.
- LICHTENECKER N. (1938), *Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen*. Verh. III Intern. Quartärkonf., pp. 141-147, Wien.
- LLIBOUTRY L. (1964-65), *Traité de Glaciologie*. Masson, Paris.
- MARINELLI O. (1910), *I ghiacciai delle Alpi Venete*. « Mem. Geogr. », n. 11, Firenze.
- MERLA G. (1937), *Nuove indagini al Ghiacciaio dei Forni. Variazioni della massa glaciale*. « Ann. Lavori Pubbl. », anno 1937, fasc. 12, Roma.

- MOJSISOVICS E. (1865), *Aus den Orteler Alpen. Der Monte Confinale. Einiges zu Orientierung in der Orteler-Alpen*. « Jahrb. d. Oe. Alpen Vereins. », Bd. 1, pp. 214-234, Wien.
- NANGERONI L. G. (1932), *La Valle del Braulio. Osservazioni geomorfologiche*. « Natura », Riv. Sc. Nat., vol. XXIII, pp. 133-159, Milano.
- PAYER J. (1867), *Die Ortler-Alpen (Sulden-Gebiet und Monte Cevedale)*. « Peterm. Geogr. Mitteil. », Ergänzungsheft n. 23, pp. 1-30, Gotha.
- PAYER J. (1872), *Die Centralen Ortler-Alpen (Gebiete: Martell, Laas und Saent)*. « Peterm. Geogr. Mitteil. », Ergänzungsheft n. 31, pp. 1-36, Gotha.
- PEGUY C. P. (1961), *Précis de Climatologie*. Masson, Paris.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909), *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. III, pp. 717-1199, Tauchnitz, Leipzig.
- PORRO C. (1925), *Elenco dei ghiacciai italiani*. Pubbl. Ufficio Idrogr. del Po, pp. XII-61, Parma.
- REID H. F. (1896), *The mechanics of glaciers*. « Journ. of Geol. », vol. 4, pp. 912-928, Chicago.
- RICHTER E. (1888), *Die Gletscher der Ostalpen*. Handbücher zur deutschen Landes- und Volkskunde, parte III, pp. 1-306, Stuttgart.
- RUDEL E. (1902), *Gletscherbeobachtungen im Adamello und Ortlergebiete*. « Mitt. d. Deutsch. u. Oe. A. V. », Bd. XXVIII (1902), pp. 265-266, München-Wien.
- SCHLAGINTWEIT H. & A. (1850), *Untersuchungen über die physicalische Geographie der Alpen*. Barth, Leipzig.
- SIMONY F. (1865), *Der Marteller und Suldener Ferner im Jahre 1855*. « Jahrb. Oesterr. A. V. », Bd. 1, pp. 289-295, Wien.
- SONKLAR K. (von) (1857), *Der neuerliche Ausbruch des Suldengletschers in Tirol*. « Sitzungsber. d. K. Akad. d. Wissensch. », Bd. XXIII (1857), H. 2, pp. 370-386, Wien.
- SUPAN A. (1921), *Grundzüge der physischen Erdkunde*. W. de Gruyter, Berlin & Leipzig.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1962), *Le modelé glaciaire et nival*. SEDES, Paris.
- UFFICIO IDROGRAFICO DEL MAGISTRATO ALLE ACQUE DI VENEZIA (1939-63), *Annali Idrologici*, Roma.
- UFFICIO IDROGRAFICO DEL PO (1921-66), *Annali Idrologici*, Roma.
- UMILTÀ M. (1939), *Le ombre solari nell'architettura e nell'urbanistica*. « Rassegna d'Architettura », Milano.
- VISENTINI M. (1938), *Indagini idrografiche al Ghiacciaio dei Forni. Relazione sullo stato delle ricerche alla fine del 1937*. « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », n. 18, pp. 39-58, Torino.
- ZANON G. (1969), *Ricerche sul bilancio di massa glaciale, con applicazione ad un ghiacciaio delle Alpi Orientali (Marmolada)*, « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », 15, II serie, Parte I, pp. 23-69, Torino.
- ZANON G. (1970), *Sul bilancio di massa dei ghiacciai*, Atti XX Congr. Geogr. Ital., III, pp. 25-32.
- ZANON G. (1970), *Studi sul bilancio di massa del ghiacciaio del Caresèr (Alpi Centrali). Risultati per le annate 1966-67 e 1967-68*, « Atti e Memorie Acc. Patav. di Sc., Lett. ed Arti », vol. LXXXII (1969-70), parte II, pp. 457-494, Padova.
- ZANON G. (1971), *Bilancio di massa del ghiacciaio del Caresèr per il 1969-70*, « Boll. Comit. Glaciol. Ital. », 19, II serie, pp. 311-316, Torino.

PLATE I
TAVOLA I



Fig. 1. The Cime dei Forni Glacier from St. Fot. the 20th August 1938 (Desio).
Il Ghiacciaio di Cime dei Forni da St. Fot. il 20 agosto 1938 (Desio).



Fig. 2. The last remain of the Cime dei Forni Glacier the 10th September 1949 (Desio).
Ciò che rimaneva del Ghiacciaio di Cime dei Forni il 10 settembre 1949 (Desio).

PLATE II
TAVOLA II



The Forni Glacier from M. Cevedale the 18th August 1939 (Desio).
Il Ghiacciaio dei Forni dal M. Cevedale il 18 agosto 1939 (Desio).



Fig. 1. The Forni Glacier terminus from St. Fot. n. 2 the 17th August 1927 (Desio).
La fronte del Ghiacciaio dei Forni da St. Fot. n. 2 il 17 agosto 1927 (Desio).



Fig. 2. The Forni Glacier terminus from St. Fot. n. 2 the 29th August 1964 (Belloni).
La fronte del Ghiacciaio dei Forni da St. Fot. n. 2 il 29 agosto 1964 (Belloni).

PLATE IV
TAVOLA IV



The La Mare Glacier from the rocks above the Lago Lungo the 19th August 1932 (Desio).
Il Ghiacciaio della Mare dai roccioni sopra il Lago Lungo il 19 agosto 1932 (Desio).

PLATE V
TAVOLA V



The glaciers Serana (left), Ultimo and Alto (centre-right) from Cima del Lago Gelato the 27 August 1941 (Desio)
I ghiacciai di Serana (sinistra), Ultimo e Alto (in centro-destra) dalla Cima del Lago Gelato il 27 agosto 1941 (Desio).

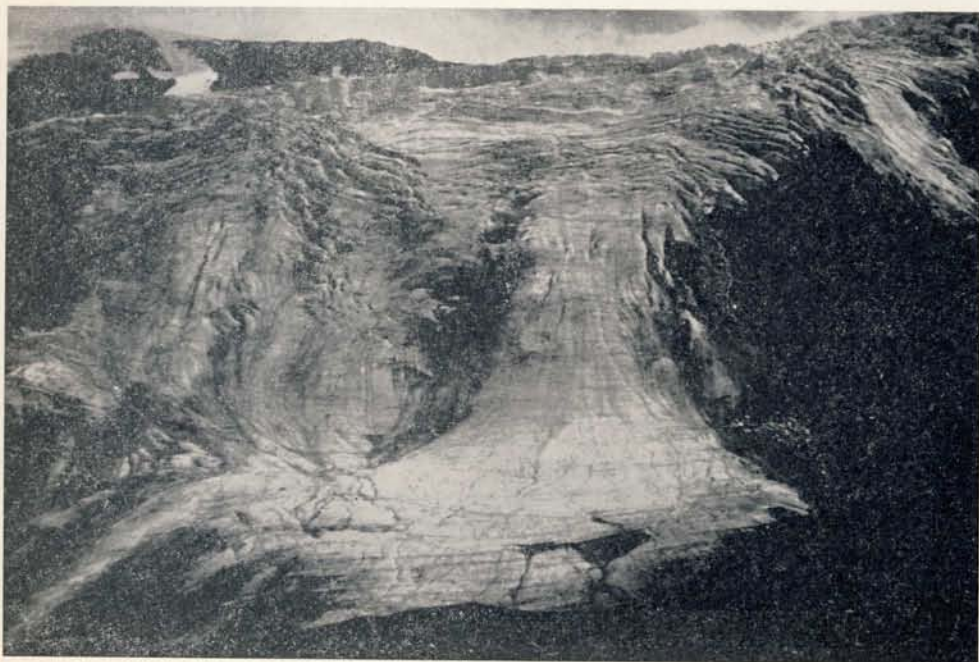


Fig. 1. The Cevedale Glacier: western tongue from St. Fot. n. 2; July 1931 (Amato).
Il ghiacciaio del Cevedale: lingua occidentale da St. Fot. n. 2; luglio 1931 (Amato).



Fig. 2. The Cevedale Glacier: western tongue from St. Fot. n. 2, the 22 August 1941 (Desio).
Il ghiacciaio del Cevedale: lingua occidentale da St. Fot. n. 2, il 22 agosto 1941 (Desio).

PLATE VIII
TAVOLA VIII



Fig. 1. The Madaccio Glacier from St. Fot. on the Stelvio Road; August 1941 (Desio).
Il Ghiacciaio del Madaccio da St. Fot. dalla strada dello Stelvio nell'agosto 1941 (Desio).



Fig. 2. The Madaccio Glacier from St. Fot. on the Stelvio Road the 16th July 1963
(Desio). On the right side the Vedretta Piana.
Il Ghiacciaio del Madaccio da St. Fot. dalla Strada dello Stelvio il 16 luglio 1963 (Desio).
A destra la Vedretta Piana.

A. DESIO
con la collaborazione di
S. BELLONI, A. GIORCELLI e G. ZANON

**Risultati di mezzo secolo di osservazioni sui
ghiacciai del gruppo Ortles - Cevedale
(Alpi Centrali)**

ROMA - 1973

PREFAZIONE

Il presente volumetto è un riassunto dell'opera in due volumi (uno di testo e uno di tavole) del Prof. Ardito Desio, dell'Ing. Severino Belloni e del Dr. Augusto Giorcelli dal titolo: I ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale (Alpi Centrali) pubblicato dal Comitato Glaciologico Italiano con contributi finanziari del Consiglio Nazionale delle Ricerche, della Direzione Studi e Ricerche dell'ENEL, dell'Azienda di Stato per le Foreste Demaniali - Parco Nazionale dello Stelvio, dell'Assessorato alla Pubblica Istruzione della Provincia Autonoma di Trento. Vada a questi enti il mio vivo ringraziamento.

Il volume era stato in buona parte compilato dallo scrivente nel 1944 e comprendeva le ricerche da lui organizzate e realizzate con numerosi collaboratori in circa un ventennio. Varie vicende e soprattutto difficoltà economiche ne avevano impedita la pubblicazione. Quando queste difficoltà stavano per essere superate e cioè dopo un altro ventennio e più, il manoscritto richiedeva un aggiornamento per utilizzare le osservazioni glaciologiche effettuate dopo il 1944.

Furono chiamati allora a collaborare all'aggiornamento ed al completamento dell'opera S. Belloni e A. Giorcelli i quali non solo effettuarono numerosi controlli ai ghiacciai del gruppo montuoso, ma parteciparono attivamente alla rielaborazione di una parte dei dati ed alla compilazione di paragrafi mancanti.

Com'è detto nell'opera originale, si tratta di un volume principalmente documentario che ha fra i suoi scopi essenziali quello di mettere a disposizione degli studiosi una ricca messe di dati e di notizie che altrimenti, anche se non fossero andati perduti, non sarebbero stati facilmente accessibili agli studiosi.

Per ovvie ragioni nel presente riassunto è stata omessa tutta la parte documentaria, mentre sono state riportate, se non integralmente, con ampiezza, la parte

generale e le deduzioni ricavate dai dati in più di un quarantennio di indagini. Devo aggiungere che qualche lieve perfezionamento è stato pure introdotto, in parte anche su segnalazione del Prof. H. Kinzl di Innsbruck, che qui ringrazio, come pure è stato aggiunto un paragrafo finale compilato dal Prof. G. Zanon, per riassumere le indagini da lui effettuate sulle variazioni della massa di uno dei ghiacciai del gruppo montuoso, il Ghiacciaio del Caresèr.

A tutti coloro che hanno collaborato con me nelle ricerche glaciologiche sui ghiacciai dell'Ortles-Cevedale, vada il mio più vivo ringraziamento. Ma un particolare ringraziamento devo rivolgere a S. Belloni e a A. Giorcelli per la loro efficace collaborazione nelle ricerche sul terreno e nella compilazione dell'opera generale e particolarmente a S. Belloni che ha effettuato anche numerosi calcoli ed ha svolto interamente alcuni paragrafi.

Ardito Desio

INDICE

<i>Prefazione</i>	5
A. Introduzione (A. Desio)	9
B. Le condizioni climatiche (S. Belloni)	11
1. Le precipitazioni piovose e nevose	11
2. La temperatura	13
3. Il manto nevoso	18
C. Il catalogo descrittivo dei ghiacciai (S. Belloni, A. Desio, A. Giorcelli)	20
1. Definizione di ghiacciaio	20
2. La unità glaciologica	21
3. Il numero dei ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale	24
4. Classificazione delle glaciazioni e dei tipi di ghiacciai	29
5. Il movimento del ghiaccio dei ghiacciai	34
6. Lo spessore dei ghiacciai	39
7. L'area coperta dai ghiacci	41
8. La distribuzione geografica dei ghiacciai	43
9. Il limite climatico delle nevi permanenti	49
10. Il coefficiente orografico	51
11. Determinazione del limite climatico delle nevi nel 1944	61
12. Determinazione del limite climatico delle nevi nel 1961	62
13. Confronti con i valori antecedenti del limite climatico delle nevi	63
D. Le variazioni dei ghiacciai (S. Belloni, A. Desio, A. Giorcelli)	64
1. Oscillazioni delle fronti dei ghiacciai	64
2. Schema degli stadi e dei depositi morenici di ritiro	66
3. Variazioni preistoriche	66

4. Variazioni storiche anteriori al 1960	69
5. Variazioni dall'anno 1960 all'anno 1914	69
6. Variazioni dall'anno 1915 all'anno 1924	79
7. Variazioni posteriori all'anno 1924	88
8. Confronto fra le oscillazioni delle fronti di alcuni ghiacciai e le variazioni climatiche	93
E. Rapporti fra le variazioni delle fronti e dell'area dei ghiacciai e le portate dei corsi d'acqua (S. Belloni)	97
F. Considerazioni sulle variazioni di massa del Ghiacciaio del Caresèr nel quinquennio 1966-67÷1970-71 (G. Zanon)	102
1. Caratteri generali del ghiacciaio	102
2. Metodi impiegati per la determinazione del bilancio di massa	103
3. Risultati relativi al quinquennio 1966-67÷1970-71	105

N.B. L'elenco delle opere citate si trova alla fine della parte inglese.

A. INTRODUZIONE

Fra i maggiori gruppi montuosi delle Alpi ben definiti orograficamente e nel contempo ricchi di ghiacciai, tre soltanto sono interamente compresi in territorio italiano: il gruppo del Gran Paradiso, il gruppo dell'Adamello-Presanella ed il gruppo Ortles-Cevedale.

Il gruppo dell'Ortles-Cevedale fa parte delle Alpi Retiche ed inteso in senso ampio è compreso fra $46^{\circ} 15'$ e $46^{\circ} 40'$ di latitudine N e fra $10^{\circ} 22'$ e $11^{\circ} 09'$ di longitudine E dal meridiano di Greenwich. I limiti del gruppo sono: a nord la Val d'Adige, fra Spondigna e Merano; ad ovest la Valle di Trafoi, il Passo dello Stelvio, la Valle di Corteno, la Valle dell'Oglio, fra Edolo e Ponte di Legno, il Passo del Tonale, la Val Vermiglio e la Valle del Noce da Fucine a Malè; ad est la Valle di Rabbi, il Passo di Rabbi e la Val d'Ultimo sino al suo sbocco in Val d'Adige (fig. 1).

Dal punto di vista orografico il gruppo è composto da quattro catene principali che si riuniscono a croce fra la Cima di Solda ed il M. Cevedale ed alle quali si innestano alcune catene minori. La cima principale del gruppo, l'Ortles (3899 m), non fa parte della catena occidentale o catena del Cristallo, ma occupa una posizione appartata rispetto alla linea di cresta. La catena settentrionale, o catena della Vertana, si innesta a quella precedente presso la Cima di Solda. Sul M. Cevedale (3778 m) si riuniscono le due catene, orientale, o del Gioveretto, e meridionale o delle Tredici Cime. Il Cevedale è collegato alla Cima di Solda da una breve ed alta cresta ghiacciata.

La catena del Cristallo, con la sua breve diramazione settentrionale dell'Ortles, ha una direzione est-ovest e possiede le cime più elevate di tutto il gruppo. Ad essa si innesta verso nord, presso il Gran Zebrù (3859 m), la catena secondaria del Confinale.

La catena della Vertana è diretta SSW-NNE e sulla punta dello Scudo (3459 m) si divide in due rami, di cui uno si dirige verso nord, l'altro piega verso nord-est.

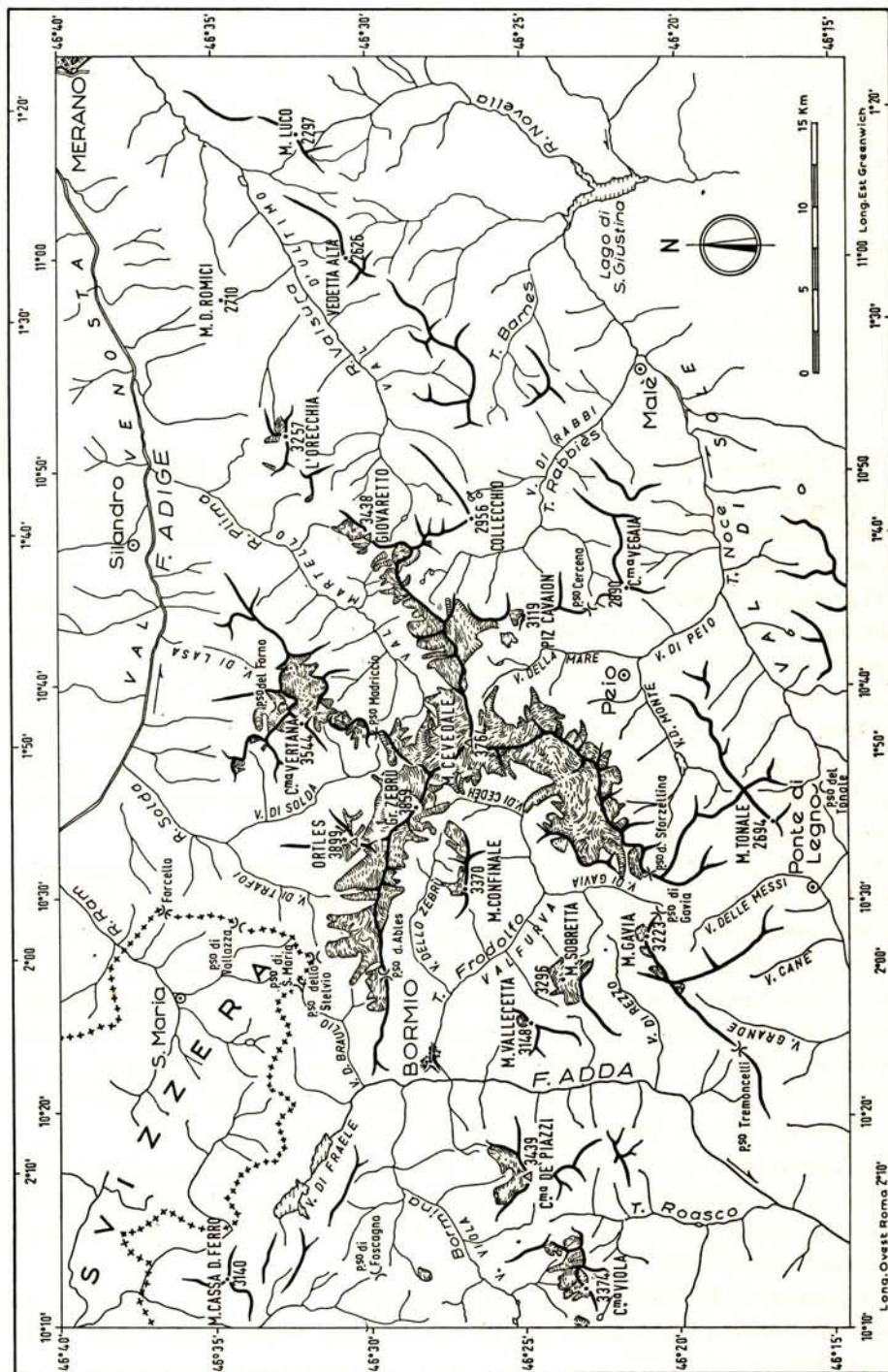


Fig. 1 - Schizzo orografico del gruppo dell'Ortles-Cevedale.

La catena del Gioveretto ha una direzione generale SW-NE e ad essa fanno capo varie catene secondarie di cui le due più importanti, dal punto di vista glaciologico, sono quella di Sternai e quella del Cavaion.

Finalmente, la catena meridionale ha un andamento semicircolare, con la convessità rivolta a SE. Ad essa si innesta, sul Corno dei Tre Signori (3359 m) la catena dell'Ercavallo.

Quali propaggini occidentali di questa catena possono considerarsi i gruppi del Sobretta e del Vallecetta e la catena Gavia-Savoretta-Pietra Rossa.

I 132 ghiacciai del gruppo dell'Ortles-Cevedale sono distribuiti in tre bacini idrografici e precisamente: A) bacino dell'Adda con 48 ghiacciai; B) bacino dell'Oglio con 2 ghiacciai; C) bacino dell'Adige con 82 ghiacciai. Se si suddivide il gruppo in due versanti, si trova che il versante settentrionale, comprende soltanto una modesta parte delle valli fornite di ghiacciai del bacino dell'Adige e cioè: Martello, Covelano, Lasa, Cengles, Cerin e Gomagoi. Tutto il resto del gruppo fa parte del versante meridionale. Al versante settentrionale appartengono 53 ghiacciai, al versante meridionale appartengono 79 ghiacciai.

Nel nostro studio glaciologico i 132 ghiacciai sono stati suddivisi per bacini idrografici principali e secondari incominciando dal bacino dell'Adda e dalla valle del Braulio per passare successivamente al bacino dell'Oglio e poi a quello dell'Adige per terminare con la valle di Trafoi.

B. LE CONDIZIONI CLIMATICHE

Per uno studio glaciologico, com'è il presente, la conoscenza delle condizioni climatiche attuali assume un'importanza fondamentale. Gli elementi del clima ai quali rivolgeremo la nostra attenzione sono: le precipitazioni piovose e nevose e la temperatura.

I dati di cui disponiamo sono evidentemente quelli raccolti dalle stazioni meteorologiche del territorio in istudio le quali sono scarse e distribuite ad ampi intervalli altimetrici. Per supplire a tali deficienze abbiamo preso in considerazione anche dati di aree limitrofe situate in condizioni topografiche e di esposizione analoghe a quelle del nostro territorio.

1. Le precipitazioni piovose e nevose.

I dati relativi alle precipitazioni piovose e nevose sul gruppo dell'Ortles-Cevedale non sono abbondanti.

Incominceremo con l'esame delle relazioni che intercorrono fra precipitazioni medie mensili ed altitudine esposte nella tabella seguente:

Tabella 1.

Zona altimetrica	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
oltre i 2000 m	41	43	68	93	102	108	109	111	91	90	82	60
2000 - 1500 m	36	37	40	63	80	101	102	108	83	79	79	50
1500 - 1000 m	28	30	46	55	76	86	86	82	75	87	81	45
1000 - 500 m	22	26	38	57	78	85	87	97	84	79	75	41
sotto i 500 m	32	40	63	84	120	94	100	110	93	103	102	53

Da questi dati si può concludere che il regime delle precipitazioni medie mensili, nella regione dell'Ortles-Cevedale sembra essere di tipo continentale.

Allo scopo di separare le precipitazioni nevose da quelle di pioggia abbiamo ricorso ai dati di E. Kossinna (1939) che si riferiscono a sette località dell'Ortles-Cevedale. Sulla base di questi dati si possono determinare non soltanto la percentuale delle precipitazioni nevose sul totale delle precipitazioni annue, ma anche la distribuzione delle prime nel corso dell'anno. A tale scopo basta confrontare il numero dei giorni di ogni singolo mese a precipitazione nevosa col numero dei giorni a precipitazione piovosa, elaborando i dati dell'Ufficio Idrografico del Po (1921-63) e dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia (1939-63).

Dall'ulteriore elaborazione dei dati suddetti si è potuto stabilire che sopra 1964 m s.l.m., nel nostro gruppo montuoso vi sono tre mesi dell'anno (gennaio, febbraio e dicembre) col 100% di precipitazioni nevose e tre mesi (luglio, agosto e settembre) senza precipitazioni nevose (¹). Fra 1740 e 1500 m d'altezza il solo mese di gennaio risulta col 100% di precipitazioni nevose e quattro mesi senza neve (giugno, luglio, agosto e settembre) e sotto 1500 m le precipitazioni nevose sono pressochè insignificanti da maggio ad ottobre inclusi.

Dall'esame dell'andamento delle precipitazioni medie annue a Bormio fra il 1921 ed il 1963 si può, infine, notare una progressiva diminuzione dal 1921 al 1950 ed una tendenza all'aumento nel periodo successivo.

I diagrammi della fig. 2 portano sull'asse delle ascisse i valori medi delle percentuali delle precipitazioni nevose annue rispetto al totale delle precipitazioni e sull'asse delle ordinate le altitudini corrispondenti. Le due rette *AB* e *CD* corrispondono ai valori medi relativi alle stazioni considerate, mentre la linea a tratti rappresenta la media dei valori corrispondenti alle due rette precedenti.

(¹) Va detto piuttosto che non sono state registrate, poichè anche in quei mesi si verificano saltuariamente delle nevicate.

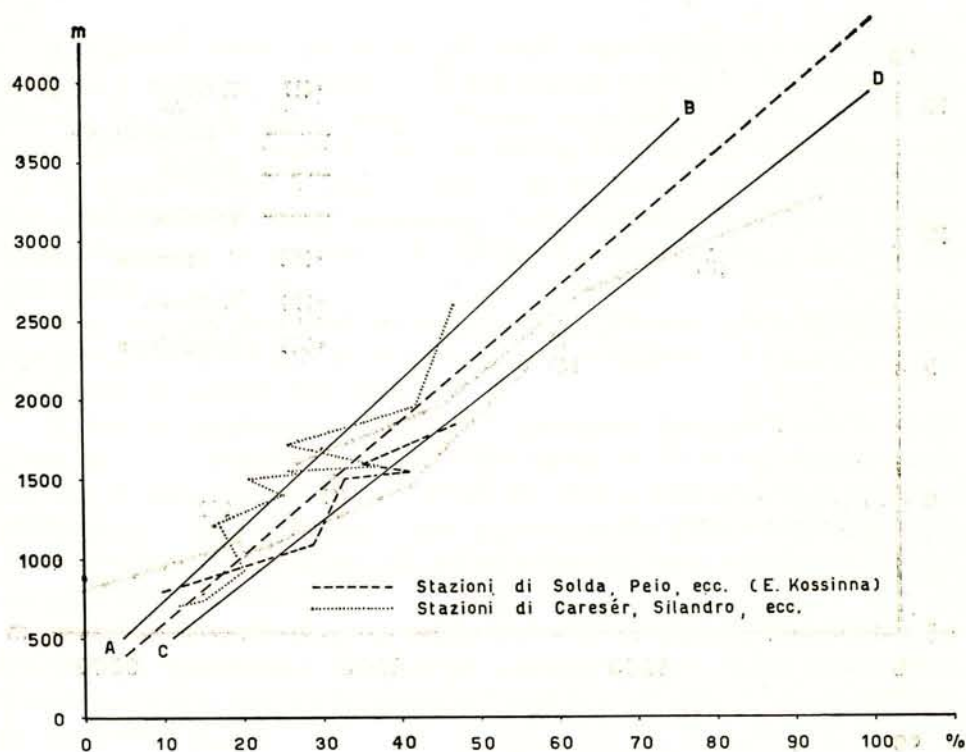


Fig. 2 - Relazione fra altitudine e precipitazioni nevose medie annue.

2. La temperatura.

I dati relativi alla temperatura nel nostro gruppo montuoso e nelle aree circostanti sono scarsi ed inoltre non tutte le stazioni sono dotate degli stessi strumenti. Mentre alcune di esse, come Bormio, Santa Caterina Valfurva, Trepalle, ecc. sono dotate di termografi, altre, come Cancano, sono dotate del solo termometro a massima e minima tipo Six-Bellani.

Le stazioni che nella regione ci hanno fornito i dati relativi alla temperatura sono sedici e di alcune di queste abbiamo potuto utilizzare, attraverso i dati ricavati dalla letteratura, le osservazioni fatte anteriormente.

Le relazioni che intercorrono fra la temperatura e l'altitudine sono rappresentate nei due diagrammi di fig. 3.

Nelle valli di Fraele e del Braulio, prescindendo dai fattori locali di esposizione, il gradiente, riferito alla media annua, risulta $0^{\circ},64$ per ogni 100 m di dislivello ⁽¹⁾. Nella Valfurva, sempre prescindendo dai fattori locali di esposizione, il gradiente risulta $0^{\circ},64$ per ogni 100 m di dislivello.

⁽¹⁾ I valori della temperatura sono tutti in gradi centigradi.

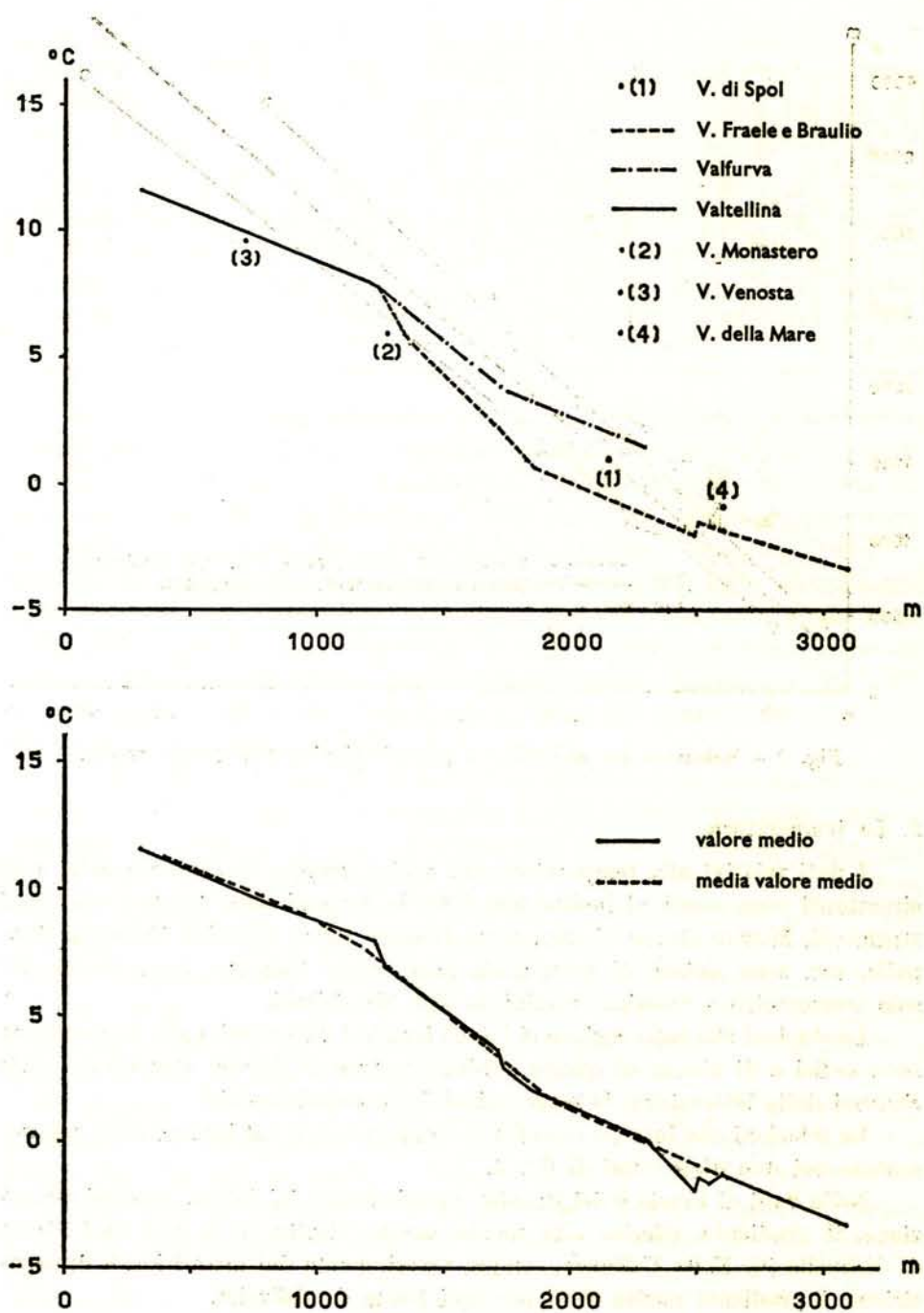


Fig. 3 - Temperatura media annua in funzione dell'altitudine.

I gradienti calcolati per le tre valli sopra elencate sembrano mostrare una tendenza a diminuire lentamente con l'aumentare dell'altitudine, senza escludere che tale effetto possa essere imputabile all'influenza che può avere esercitato l'ubicazione particolare delle stazioni di Stelvio (IV Cantoniera) e di Val dei Forni, situate in ampie vallate e sul versante esposto a mezzogiorno che consente una più lunga insolazione. Nella Valtellina il gradiente, riferito alla media annua, fra le stazioni di Sondrio e di Bormio, risulta di $0^{\circ},40$ per ogni 100 m.

Nelle stazioni delle valli Monastero, Solda, Venosta e della Mare il gradiente annuo medio è di $0^{\circ},55$ ed anche in queste valli tende a diminuire lentamente con l'aumentare dell'altitudine.

Il secondo diagramma indica che la variazione della temperatura media annua con l'altitudine non segue una legge lineare, il che si può dedurre anche dai dati seguenti: sotto 1000 m = $0^{\circ},40$, fra 1000 e 1500 m = $0^{\circ},72$; fra 1500 e 2000 m = $0^{\circ},78$; fra 2000 m e 2500 m = $0^{\circ},44$; fra 2500 e 3000 m = $0^{\circ},42$.

Il gradiente medio riferito alla media annua fra 300 m e 3100 m è di $0^{\circ},54$ per ogni 100 m di dislivello.

Le relazioni fra l'escursione media annua della temperatura e l'altitudine figurano nel diagramma di fig. 4 in cui la linea a tratto continuo mostra come l'escursione media annua diminuisca in media di $0^{\circ},23$ ogni 100 m di dislivello da 298 a 3100 m.

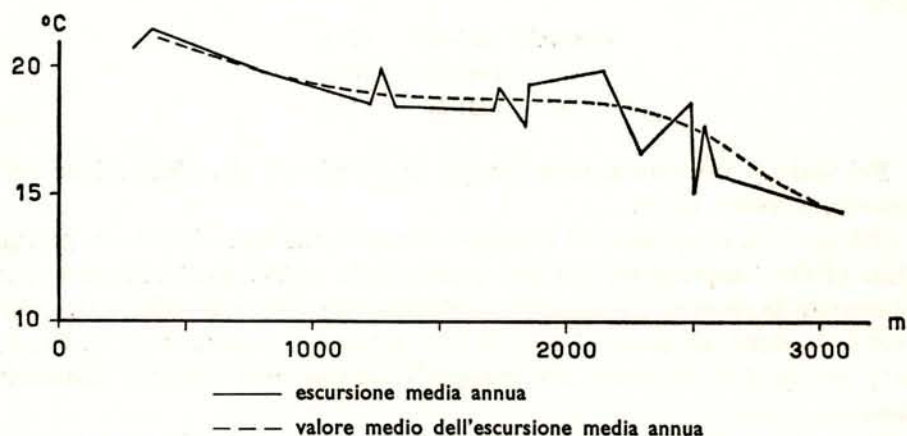


Fig. 4 - Escursione media annua della temperatura in funzione dell'altitudine.

Per eliminare dal diagramma precedente gli effetti locali abbiamo determinato il valore medio dell'escursione media annua per zone altimetriche con dislivello di 500 m. Abbiamo così ottenuto la tabella seguente:

Tabella 2.

Quota punto medio m	Escursione media annua °C
400	21,1
750	20,1
1250	19,0
1750	18,8
2250	18,5
2750	16,1
3050	14,5

Con i valori della seconda colonna abbiamo costruito la linea a tratti dello stesso diagramma dalla quale risulta che l'escursione media annua diminuisce assai lentamente nell'intervallo altimetrico 1250-2250 m con una variazione media di 0°,05 per ogni 100 m di dislivello e diminuisce invece assai rapidamente nell'intervallo 2500-3000 m, con una variazione media di 0°,6 per ogni 100 m di dislivello.

Quanto alle variazioni termiche nel tempo, riferendoci alle temperature estive nella stazione di Bormio fra il 1930 e il 1963 si ottengono i seguenti risultati:

decennio 1931-40	16°,8
» 1941-50	16°,0
» 1951-60	15°,4

Nel periodo suddetto si nota dunque una tendenza alla diminuzione della temperatura media estiva.

Per ottenere un giudizio di carattere climatico dai dati relativi alle precipitazioni ed alle temperature, ch'è poi quello che in ultima analisi interessa particolarmente le ricerche glaciologiche, abbiamo costruito una serie di diagrammi per le stazioni più ricche di dati (fig. 5) secondo il metodo di C. P. Péguy (1961), nei quali si delineano, nel gruppo Ortles-Cevedale, tre zone climatiche e cioè:

1ª zona, o di fondovalle, sotto 1500 m d'altezza, in cui tutti i mesi risultano temperati o freddi ed umidi, con predominio dei primi e delle precipitazioni piovose rispetto a quelle nevose.

2ª zona, o medio-alpina, fra 1500 e 2000 m, in cui tutti i mesi risultano con gelo o freddo-umidi, o temperati, con predominio dei freddo-umidi.

3ª zona, o alpina, sopra 2000 m, caratterizzata da assenza, o quasi, di mesi temperati, con massimo innevamento e minimi termici.

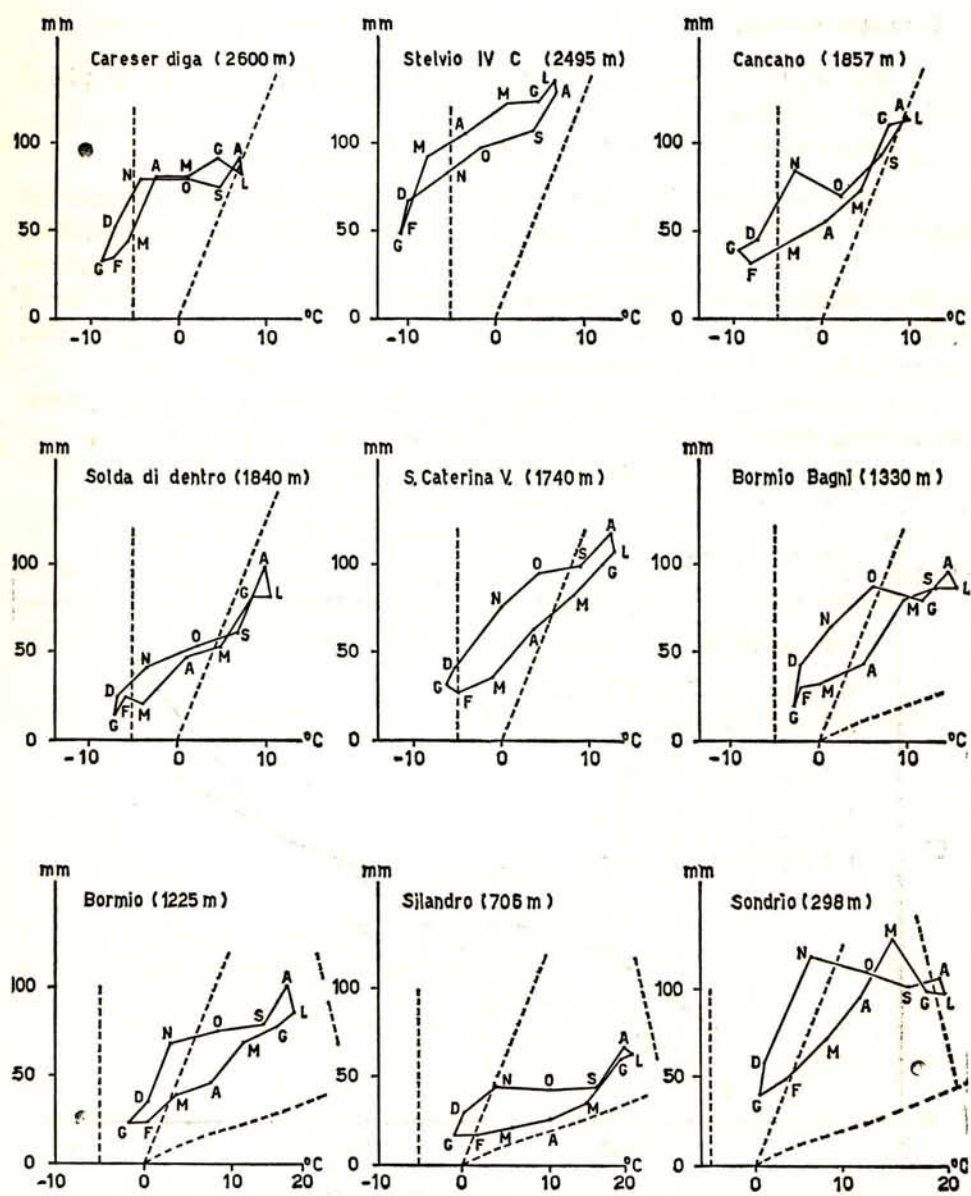


Fig. 5 - I climogrammi di nove stazioni del gruppo dell'Ortles-Cevedale.

Ovviamente è in quest'ultima zona che sono compresi i ghiacciai del nostro gruppo e solo pochissimi, fra i maggiori, del versante settentrionale, scendono con le loro porzioni inferiori sotto il limite inferiore di essa.

3. Il manto nevoso.

I dati sul manto nevoso della nostra regione si riferiscono per lo più al fondovalle e sono scarsi e di diversa origine.

Le fonti alle quali abbiamo attinto sono:

- a) la carta delle isodiamene (linee di uguale permanenza al suolo del manto nevoso) di E. Kossinna (1939) al milione relativa alle Alpi Orientali;
- b) il lavoro di F. Abbadessa (1954) con due carte, una delle isodiamene ed una dell'altezza del manto nevoso al primo aprile dell'anno medio per il periodo 1933-1952 relativamente al bacino del Po, basate sui dati di 31 stazioni comprese fra 200 e 2600 m s.l.m.;
- c) la carta di V. Giacomini e S. Pignatti (1955) alla scala di 1:27000 con le isodiamene della zona dell'Alpe dello Stelvio;
- d) i dati di 15 stazioni situate nel territorio considerato.

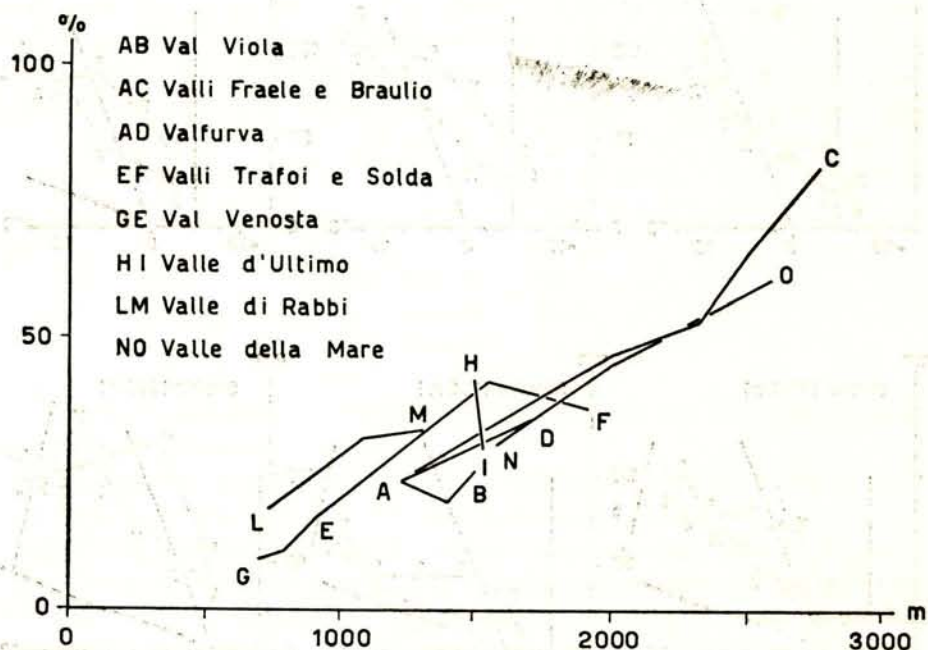


Fig. 6 - Permanenza media annua del manto nevoso in funzione dell'altitudine.

Con i dati suddetti abbiamo costruito il diagramma riprodotto nella fig. 6 in cui sulle ascisse figurano le altezze sul livello del mare e sulle ordinate la permanenza media annua del manto nevoso sul suolo espressa in percentuale rispetto all'anno.

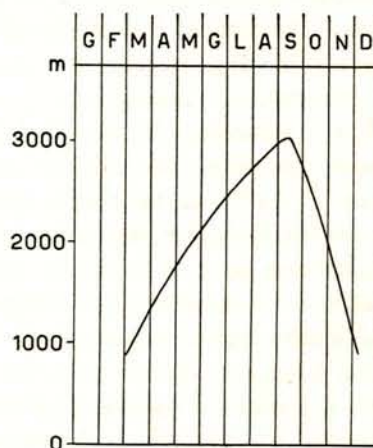
Dall'esame di questo diagramma risulta che la permanenza media annua del manto nevoso cresce abbastanza regolarmente con la quota in tutte le valli considerate ad eccezione della Val Viola, delle valli di Trafoi e di Solda e della Valle d'Ultimo.

In Val Viola la permanenza media annua a Pedenosso è minore di quella di Bormio, sebbene quest'ultima stazione si trovi ad un'altitudine inferiore alla prima di 175 m. Ciò è, probabilmente, dovuto all'esposizione sud della stazione di Pedenosso che è inoltre situata al riparo dai venti.

Nelle valli di Trafoi e di Solda la permanenza media annua a Solda di dentro è minore di quella di Trafoi, sebbene quest'ultima stazione si trovi ad un'altitudine inferiore alla prima di 452 m. Questo fatto è la conseguenza del minore importo di precipitazioni di Solda di dentro (607 mm/anno) rispetto a Trafoi (921 mm/anno); la differenza fra le precipitazioni nelle due stazioni è particolarmente accentuata durante il mese di gennaio: a Solda di dentro si ha un importo di 14 mm, a Trafoi è di 36 mm.

In Valle d'Ultimo la permanenza media annua a Santa Gertrude, situata ad un'altitudine di 36 m inferiore a quella di S. Elena, risulta maggiore della permanenza in quest'ultima stazione soltanto perchè i valori considerati per le due stazioni si riferiscono a due diversi periodi di tempo.

Fig. 7 - Relazione fra altitudine e durata della permanenza media del manto nevoso nella regione dell'Ortles-Cevedale.



Dall'esame del diagramma possiamo poi ricavare l'incremento medio della permanenza media annua del manto nevoso per ogni cento metri di dislivello che assume i seguenti valori: Val Viola 0,69%, valli di Fraele e del Braulio 3,79%, Valfurva 3,44%, valli di Trafoi e di Solda 2,01%, Val Venosta 3,85%, Valle di Rabbi 2,58%, Valle della Mare 3,01%.

A questi dati facciamo seguire il diagramma fig. 7 compilato da Hoelermann (1964) sui dati di E. Kossinna e di R. Albertini relativamente

alla durata media mensile della permanenza del manto nevoso nella regione dell'Ortles-Cevedale dall'altitudine di 900 m fino a quella del limite climatico delle nevi permanenti.

Dal diagramma si rileva che la durata della permanenza media del manto nevoso è di circa 3 mesi all'altitudine di 1000 m, di 7 mesi a 2000 m e dell'intero anno poco sopra 3000 m.

C. IL CATALOGO DESCRITTIVO DEI GHIACCIAI

1. Definizione di ghiacciaio.

Abbastanza diverse sono le definizioni di *ghiacciaio* che s'incontrano nei trattati di glaciologia e di geografia. Secondo la maggioranza dei glaciologi per poter chiamare ghiacciaio una distesa di ghiaccio e neve occorre che sia dotata di movimento. Nella realtà, però, quando ci si avvicina ai limiti, l'incertezza sorge spesso. Esistono ghiacciai molto piccoli i quali posseggono tutte le caratteristiche morfologiche dei ghiacciai, come presenza di ghiaccio verde, crepacciatura, stratificazione, morene, ecc.; come esistono placche di ghiaccio che di tali caratteristiche sono prive.

Se il movimento può rappresentare un carattere sufficiente a distinguere un *nevaio* da un ghiacciaio, per le placche di ghiaccio occorre cercare qualche altro elemento di giudizio.

Fra i ghiacciai più piccoli del gruppo dell'Ortles il Ghiacciaio di Cima Madriccio possedeva nel 1926 un'area di 3,71 ha e il Ghiacciaio dello Scorluzzo un'area di 3,09 ha. Entrambi questi ghiacciai, ora scomparsi, possedevano caratteri morfologici sufficientemente spiccati di ghiacciaio, e, cioè, zona d'alimentazione e zona d'ablazione sufficientemente differenziate e riconoscibili, ghiaccio verde, stratificazione distinta ed apparati morenici più o meno sviluppati. Ma sul versante settentrionale dell'Ortles ed altrove si vedono talora delle semplici placche isolate di ghiaccio, come ad esempio quella stretta e lunga che occupa il fondo del vallone di Plaies, che non oseremmo chiamare ghiacciaio ma, tutt'al più, «canalone ghiacciato», pur misurando 5 ha di superficie, poichè manca di qualsiasi caratteristica morfologica, come la distinzione fra zona d'alimentazione e zona di ablazione, la presenza di stratificazione, di crepacci, di morene, ecc.

In conclusione, noi riteniamo che non basti il movimento delle masse ghiacciate a caratterizzare un ghiacciaio, non foss'altro per la difficoltà materiale di accertamento, ma nella pratica su questo debbono prevalere le caratteristiche fisiche e morfologiche, come l'esistenza di una zona d'alimentazione distinta da una zona d'ablazione, di «ghiaccio verde», di stratificazione, di crepacci

e di apparato morenico. Non è detto, naturalmente, che queste caratteristiche siano tutte sempre presenti, poichè potrebbero, talora, opporvisi le condizioni morfologiche locali.

2. La unità glaciologica.

Accanto ai concetti espressi sopra, occorre definire ancora il ghiacciaio inteso come *unità glaciologica*. Si parla spesso di ghiacciai enumerando quelli di un gruppo montuoso, presentando statistiche numeriche ecc., ma ben di rado ci si preoccupa di definire preliminarmente il ghiacciaio come unità glaciologica a sè stante, ossia il ghiacciaio che nelle statistiche conta per una unità.

K. Sonklar (1857) ed A. Heim (1885) si sono occupati della questione, affermando il primo che « un Gletscher-Individuum deve avere un suo proprio deflusso verso il basso, poichè quando un ghiacciaio affluisce in un altro perde la sua indipendenza e deve, quindi, essere considerato come parte della formazione maggiore risultante dalla confluenza delle due »; A. Heim, d'altra parte, scrive che « spesso si è in dubbio se un ghiacciaio si debba considerare come uno ovvero due quando due sue braccia aderiscono solo poco ». O. Marinelli (1910) ritiene di dover considerare individui distinti quelli che hanno « in qualche modo vita propria, cioè bacino di alimento distinto e fronte distinta ».

Concetti analoghi sono espressi anche da A. Supan (1921), il quale aggiunge: « Evidenti linee di separazione delimitano qui i singoli ghiacciai fra loro, ogni ghiacciaio è un individuo di per sè stesso, una unità idrografica ». Quest'ultimo concetto ci sembra fondamentale nella distinzione degli individui, per quanto non manchino eccezioni: basterà ricordare il caso di ghiacciai che coprono ripiani dell'alta montagna affacciandosi a bacini idrografici diversi. In conclusione, potremo dire che sono da considerarsi unità glaciologiche quelle raccolte di ghiacci che, possedendo zona di alimentazione e zona di ablazione indipendenti da quelle di altri ghiacciai, sono dotate di vita autonoma e di bacino idrografico distinto (Desio, 1959).

Non pochi sono i motivi d'incertezza dovuti a contatti laterali più o meno estesi fra ghiacciai adiacenti, oppure a fenomeni di confluenza e di diffluenza. Il nostro gruppo ci presenta un cospicuo numero di casi diversi di cui alcuni meritano di essere qui considerati a mo' di esempio.

I ghiacciai di Cedeh e del Gran Zebrù ⁽¹⁾ per esempio, sono stati considerati spesso come un unico ghiacciaio disposto ad anfiteatro intorno alla testata della valle omonima.

(¹) Nell'uso locale i ghiacciai vengono chiamati *vedrette*, per cui si parla di Vedretta di Cedeh, Vedretta del Gran Zebrù ecc.

In realtà non è del tutto chiaro se sotto il Passo del Cevedale esista una vera e propria discontinuità nella massa dei ghiacci, che in quel tratto sono sepolti sotto un abbondante mantello morenico. In ogni caso il Ghiacciaio di Cedeh e il Ghiacciaio del Gran Zebrù sono forniti di bacini di raccolta del tutto distinti ed anche di zone di ablazione e di fronti separate. Non può, quindi, avere importanza decisiva un contatto laterale che, quand'anche esistesse, si ridurrebbe, tutt'al più, a qualche centinaio di metri.

Qualche dubbio potrebbe sorgere sulla ulteriore suddivisibilità del Ghiacciaio del Gran Zebrù, il quale è composto da non meno di quattro colate strettamente aderenti fra loro e fornite di bacini di alimento solo in parte comuni, le quali si protendono verso il basso con quattro lobi principali. Per quanto si possa attribuire abbastanza chiaramente a ciascun settore della zona d'alimentazione un segmento corrispondente della fronte, non si può riconoscere a tali sezioni individualità propria per cui il ghiacciaio va considerato come un tutto unico.

Un altro caso è quello delle masse di ghiaccio che occupano la testata della Val Martello. Sono due grandi colate che prendono origine dal vasto nevato che si stende fra la Punta del Lago Gelato ed il M. Cevedale. Il settore settentrionale alimenta la così detta Vedretta Lunga; il settore meridionale dà origine al Ghiacciaio del Cevedale il quale, prima del 1940, era fornito di due colate terminali alle quali venivano attribuiti i nomi di Ghiacciaio del Cevedale e di Ghiacciaio della Forcola.

Quanti ghiacciai sono da distinguere? Le due colate della Forcola e del Cevedale sono bensì contenute in valloni in parte separati da una cresta divisorica subglaciale, e sono fornite di lingue terminali distinte, ma con una quasi perfetta fusione delle masse di ghiaccio nella zona d'ablazione per cui si tratta di un unico ghiacciaio. Difatti anche con la grande riduzione del manto glaciale verificatosi in questi ultimi decenni le due colate si sono mantenute unite.

Ancora diversi sono i rapporti fra la Vedretta Lunga e il Ghiacciaio del Cevedale. Le due colate di ghiaccio hanno nettamente separato le due zone d'ablazione, mentre esiste continuità della regione di alimento.

Si nota, tuttavia, che la continuità è rappresentata da una specie di ampia dorsale gelata alla quale si attestano i due valloni che contengono la Vedretta Lunga e il Ghiacciaio del Cevedale. Da tale dorsale le masse di ghiaccio si versano in ambedue i valloni, ma anche nel Ghiacciaio del Cedeh, ossia sul versante dell'Adda. I due valloni posseggono, in realtà, bacini d'ablazione indipendenti. I due ghiacciai hanno quindi, vita indipendente, poichè il fatto che attingano una parte del loro alimento ad una dorsale ghiacciata non rappresenta una vera interdipendenza delle rispettive masse di ghiaccio. Casi simili sono rappresentati dalla Vedretta Rossa, dal Ghiacciaio Venezia nella Valle del Noce e dal Ghiacciaio di mezzo e di fuori di Zai in Valle di Solda.

Ricordiamo poi il Ghiacciaio del Pozzo, in Val Martello, che sino al 1941 era formato da due colate che occupavano due valloni attigui e confluivano presso il loro sbocco per formare una breve colata terminale. Quest'ultima era ricoperta di detrito. Negli anni successivi il ghiacciaio subì un forte smagrimiento, cosicchè ad un certo momento la colata terminale scomparve e ne derivarono due ghiacciai indipendenti. Chi avesse fatto una statistica dei ghiacciai anteriormente avrebbe, tuttavia, dovuto parlare di un solo ghiacciaio.

Sopra abbiamo accennato alla presenza di dorsali coperte di ghiacci i quali defluiscono in bacini diversi; va ricordato che, in generale, la continuità fra ghiacciai vicini attraverso un displuvio sommerso dai ghiacci non può costituire motivo per riunire fra loro ghiacciai che, per tutto il resto, sono dotati di perfetta autonomia. I ghiacci che coprono una dorsale, infatti, devono indubbiamente spartirsi, come le acque, nei vari bacini che si attestano alla dorsale stessa senza che vi sia comunanza di alimentazione fra bacino e bacino. Le condizioni divengono più complesse quando si tratta di un vero e proprio altipiano coperto di ghiacci, dal quale discendono, in direzioni diverse, le lingue d'ablazione. Qui, torna opportuno occuparci brevemente di un caso particolare. Intendiamo riferirci al Ghiacciaio delle Pietre Rosse, il quale occupa la sommità del Monticello ed è fornito di due piccoli lobi frontali che discendono verso NE e verso SE, oltre ad altri minori. Trovandosi a cavaliere di una cresta alla quale si attestano tre valli, se applicassimo il concetto esposto sopra dovremmo distinguere in questo ghiacciaio, che ha una superficie di appena 28 ha, almeno tre ghiacciai. Se non che occorre tenere presente che i tre presunti ghiacciai non hanno vita autonoma, in quanto la loro area di raccolta comune è rappresentata unicamente dalla cupola di ghiaccio che sovrasta la cima rocciosa della montagna e che rappresenta la parte preponderante del ghiacciaio stesso.

Ci avviciniamo qui ad una configurazione teorica che può essere rappresentata da una cupola perfetta coperta di ghiacci da cui scenderebbe ora più, ora meno, in rapporto con l'esposizione, una fronte unica circolare, oppure un altipiano circolare, circondato da pendii uniformemente inclinati in tutte le direzioni, dal quale scenderebbe, in tutte le direzioni, una frangia più o meno irregolare di ghiacci. In questi casi dovremmo parlare di un unico ghiacciaio.

Un altro fatto che ci preme di richiamare è la variabilità nel tempo degli individui glaciali per cui, in conseguenza di aumenti o di diminuzioni del manto di ghiacci, possono modificarsi le caratteristiche morfologiche di un individuo in modo tale da dare origine a due o più individui distinti o, viceversa, determinare la riunione di due o più individui in uno solo pur mantenendo fermo il concetto di individuo, o unità glaciale, sopra esposto. È ovvio che una riduzione nel manto glaciale porta ad un aumento nel numero degli individui glaciali per scomposizione degli individui complessi in conseguenza dell'emergenza delle creste divisorie prima sepolte dai ghiacci o per isolamento di colate prima con-

fluenti. Si ha, invece, una riduzione nel numero degli individui glaciali quando aumenta il manto di ghiaccio per motivi opposti. Ne viene di conseguenza che le statistiche numeriche dei ghiacciai hanno un valore temporaneo.

3. Il numero dei ghiacciai del gruppo dell'Ortles-Cevedale.

Una delle prime elencazioni dei ghiacciai del gruppo dell'Ortles-Cevedale si deve a E. Mojsisovics (1865). Secondo i calcoli di questo autore, i ghiacciai sarebbero stati 37, di cui 9 di I ordine, e cioè Ghiacciaio dei Vitelli, Ghiacciaio del Madaccio, Ghiacciai superiore ed inferiore di Trafoi, Ghiacciaio di Solda, Ghiacciaio di Lasa, Vedretta Lunga, Ghiacciaio dei Forni e Ghiacciaio del Gavia. Fra i ghiacciai di II ordine ne elenca dieci nei quali include anche il Ghiacciaio della Mare — che è di I ordine — e il Ghiacciaio di Pontevecchio che è scomparso nel 1923.

Più completo di quello di Mojsisovics è l'elenco dei ghiacciai di J. Payer (1867-72), che menziona 60 ghiacciai. Di questi uno non esisteva più nel 1923, altri non corrispondono come nomenclatura a quelli ai quali sembra riferirsi il nome, ed altri, infine, sono riuniti sotto un unico toponimo.

La prima statistica relativamente completa dei ghiacciai del nostro gruppo è quella di E. Richter (1888), che ricorda 94 ghiacciai di cui 40 appartenerebbero al versante settentrionale e 54 a quello meridionale; 62 al bacino dell'Adige, 29 a quello dell'Adda e 3 al bacino dell'Oglio. Anche in questa statistica sono elencati alcuni ghiacciai scomparsi prima del 1923, mentre altri presenti in quell'anno sono stati omessi. L'*Elenco dei Ghiacciai Italiani* di C. Porro (1925) ricorda i nomi di 107 ghiacciai, di cui, però, più di uno inesistente in quell'epoca (Vedretta Zampil, Vedretta Carburida) ed altri indicati con due nomi diversi.

Il penultimo elenco in ordine di tempo e il più completo che, per quanto ci consta, sia stato pubblicato è quello contenuto nella nota di A. Desio (1927) nella quale figurano 118 ghiacciai, di cui 71 appartenenti al versante meridionale, 47 a quello settentrionale. Suddivisi per bacini, dei 118 ghiacciai 73 rientrano nel bacino dell'Adige, 44 in quello dell'Adda ed uno in quello dell'Oglio.

L'elenco più recente dei ghiacciai del nostro gruppo è quello del *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (1959-61) del Comitato Glaciologico Italiano, che comprende 114 ghiacciai suddivisi per bacini ed appartenenti rispettivamente: 90 al bacino dell'Adige, 50 al bacino dell'Adda e 4 al bacino dell'Oglio.

Rimane da occuparci degli elenchi che si possono desumere dalle carte topografiche. Dobbiamo avvertire subito che nessuna carta riproduce i ghiacciai nel numero esatto, nemmeno le più recenti nelle quali figura qualche ghiacciaio inesistente e, viceversa, non sono sempre distinti i vari individui glaciali.

Per riferirci alle carte più note ricordiamo che nelle quattro cartine di J. Payer (1867-72) — nelle quali non è rappresentato però tutto il gruppo dell'Ortles-Cevedale — sono indicati, in qualche modo, 60 ghiacciai.

Nella carta al 72 000 di C. Hoffmann (1872) si contano 87 ghiacciai, ma parecchi non sono mai esistiti, mentre vari altri, che costituiscono unità glaciologiche distinte, sono riuniti in un solo ghiacciaio. Anche nella carta di P. Pogliaghi (1883) il nostro gruppo è riprodotto solo parzialmente: in ogni modo figurano 52 ghiacciai, fra i quali più d'uno inesistente. Sono 108 ghiacciai quelli indicati nella *Spezial-Karte der Ortler-Gruppe del D.u.Oe.A.V.* (1891) fra i quali anche qui più di uno inesistente, e 56 quelli che figurano sulla carta di G. Galli (1910), dalla quale, però, rimane esclusa la parte orientale del gruppo.

Nelle carte al 25 000 dell'Istituto Geografico Militare (1908-12), aggiornate all'anno 1922 e con aggiornamenti parziali sino al 1931, sono rappresentati 132 ghiacciai descritti nella nostra monografia, oltre ad altri 14 inesistenti. Nella edizione del 1963, delle medesime carte « S. Nicolò », « Martello », « Cima Sternai », « Monte Cevedale », « S. Caterina Valfurva », « Gran Zebrù », « Cima Vertana », « Gioogo dello Stelvio », ottenute mediante rilievo aerofotogrammetrico del 1962, sono rappresentati i ghiacciai già indicati nell'edizione precedente (1908-12), tranne 18. In questa nuova edizione la rappresentazione dei ghiacciai è molto più precisa e ogni ghiacciaio figura con curve di livello.

Buona parte dei ghiacciai inesistenti, che figurano sulle tavolette dell'edizione 1908-12, è stata soppressa sulla carta al 50 000 del Touring Club Italiano (1947) dalla quale però è scomparso anche qualche ghiacciaio esistente nel 1945 (Ghiacciaio di Sluder e Ghiacciaio di Covelano).

Nel volume III del *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (1959-61), sono rappresentati tutti i centotrentadue ghiacciai descritti nella nostra monografia, ad eccezione del Ghiacciaio Meridionale del San Giacomo e del Ghiacciaio dell'Ercavallo.

In conclusione, l'elenco che qui sotto riportiamo è il più aggiornato che, per ora, si abbia e crediamo che ben pochi ritocchi possa subire, poichè 117 dei 132 ghiacciai del gruppo (oltre ai 14 inesistenti) sono stati da noi visitati fra il 1921 ed il 1966 e più d'uno ripetutamente, quando le condizioni d'innevamento non avevano consentito di riconoscerne le caratteristiche durante la prima visita.

Facciamo seguire l'elenco dei ghiacciai divisi per versante, per bacino e per valle, avvertendo che ciascuna unità glaciale per comodità di riferimento è contrassegnata da un numero romano che indica la valle principale, da un'eventuale lettera dell'alfabeto che corrisponde alla valle secondaria e dal numero progressivo attribuito al ghiacciaio.

VERSANTE MERIDIONALE

A) Bacino dell'Adda

I. VALLE DEL BRAULIO

1. Ghiacciaio dello Scorzuzzo
2. Ghiacciaio delle Platigliole
3. Ghiacciaio dei Vitelli
4. Ghiacciaio di Dentro del Cristallo
5. Ghiacciaio di Mezzo del Cristallo
6. Ghiacciaio di Fuori del Cristallo
7. Vedrettino

II. VALFURVA

a) Valle dello Zembrù

1. Ghiacciaio di Campo
2. Ghiacciaio dei Camosci
3. Ghiacciaio dello Zembrù
4. Ghiacciaio della Miniera
5. Ghiacciaio dei Castelli
6. Ghiacciaio Montagna Vecchia
7. Ghiacciaio del Forà
8. Ghiacciaio Occidentale del Confinale

b) Valle di Cedeh

1. Ghiacciaio del Gran Zembrù
2. Ghiacciaio di Cedeh
3. Ghiacciaio di Dentro del Pasquale
4. Ghiacciaio di Fuori del Pasquale

c) Valfurva

1. Ghiacciaio del Lago del Confinale
2. Ghiacciaio Sud-occidentale del Confinale
3. Ghiacciaio Sud-orientale del Confinale
4. Ghiacciaio di Cime dei Forni
5. Ghiacciaio Settentrionale delle Rosole
6. Ghiacciaio Meridionale delle Rosole
7. Ghiacciaio del Palon della Mare
8. Ghiacciaio dei Forni
9. Ghiacciaio Meridionale del S. Giacomo
10. Ghiacciaio Nord-orientale del S. Giacomo
11. Ghiacciaio Nord-occidentale del S. Giacomo

12. Ghiacciaio Cerena
13. Ghiacciaio di Sclanera
14. Ghiacciaio dei Molerbi
15. Ghiacciaio dei Campecc
16. Ghiacciaio di Profa

d) Valle di Gavia

1. Ghiacciaio del Tresero
2. Ghiacciaio del Dosegù
3. Ghiacciaio del Passo del Dosegù
4. Ghiacciaio Settentrionale di Punta della Sforzellina
5. Ghiacciaio Occidentale di Punta della Sforzellina
6. Ghiacciaio della Sforzellina
7. Ghiacciaio del Lago Bianco
8. Ghiacciaio del Gavia
9. Ghiacciaio Meridionale di Val dell'Alpe
10. Ghiacciaio Settentrionale di Val dell'Alpe

III. VALLE DEL VALLECETTA

1. Ghiacciaio del Vallecetta

IV. VALLE DI REZZO

1. Ghiacciaio del Passo di Savoretta
2. Ghiacciaio di Savoretta

B) Bacino dell'Oglio

V. VAL GRANDE

VI. VAL CANÈ

VII. VALLE DELLE MESSI

1. Ghiacciaio delle Pietre Rosse

VIII. VALLE DEL VISO

1. Ghiacciaio dell'Ercavallo

C) **Bacino dell'Adige**

IX. **ALTA VALLE DEL NOCE**

a) *Valle del Monte*

1. Ghiacciaio del Corno dei Tre Signori
2. Ghiacciaio di Villacorna
3. Ghiacciaio di Valpiana
4. Ghiacciaio degli Orsi
5. Ghiacciaio dei Cadini
6. Ghiacciaio della Taviela
7. Ghiacciaio delle Saline
8. Ghiacciaio Occidentale del Vioz
9. Ghiacciaio Centrale del Vioz
10. Ghiacciaio Orientale del Vioz.

b) *Valle della Mare*

1. Ghiacciaio di Vallenai
2. Vedretta Rossa
3. Ghiacciaio Venezia
4. Ghiacciaio della Mare
5. Ghiacciaio delle Marmotte

6. Ghiacciaio del Caresèr
7. Ghiacciaio del Cavaion

X. **VALLE DI RABBI**

1. Ghiacciaio di Cima Caresèr
2. Ghiacciaio di Fuori di Saent
3. Ghiacciaio di Mezzo di Saent
4. Ghiacciaio di Dentro di Saent
5. Ghiacciaio Meridionale del Passo di Saent
6. Ghiacciaio di Rabbi
7. Ghiacciaio di Sternai
8. Ghiacciaio dei Sassoni di Sternai

XI. **VALLE D'ULTIMO**

a) *Valle del Lago Verde*

1. Ghiacciaio del Lago Verde
2. Ghiacciaio di Fontana Bianca
3. Ghiacciaio del Passo Fontana Bianca

b) *Valle di Pracupola*

1. Ghiacciaio di Pracupola

VERSANTE SETTENTRIONALE

XII. **VALLE MARTELLO**

1. Ghiacciaio dell'Orecchia
2. Ghiacciaio di Flim
3. Ghiacciaio di Soi
4. Ghiacciaio Superiore del Gioveretto
5. Ghiacciaio Inferiore orientale del Gioveretto
6. Ghiacciaio Inferiore centrale del Gioveretto
7. Ghiacciaio Inferiore occidentale del Gioveretto
8. Ghiacciaio Orientale delle Monache
9. Ghiacciaio Centrale delle Monache
10. Ghiacciaio Occidentale delle Monache
11. Ghiacciaio di Saent
12. Ghiacciaio di Grames
13. Ghiacciaio di Serana
14. Vedretta Ultima
15. Vedretta Alta

16. Ghiacciaio del Cevedale
17. Vedretta Lunga
18. Ghiacciaio del Lago Gelato
19. Ghiacciaio del Pozzo
20. Ghiacciaio di Cima Madriccio
21. Ghiacciaio di Dentro di Peder
22. Ghiacciaio di Mezzo di Peder
23. Ghiacciaio di Fuori di Peder
24. Ghiacciaio di Livi
25. Ghiacciaio di Sluder

XIII. **VALLE DI COVELANO**

1. Ghiacciaio di Covelano

XIV. **VALLE DI LASA**

1. Ghiacciaio di Lasa
2. Ghiacciaio Basso dell'Angelo
3. Ghiacciaio Alto dell'Angelo
4. Ghiacciaio Piccolo del Forno

XV. VALLE DI CENGLES

1. Ghiacciaio di Cengles

XVI. VALLE DEL CERIN

XVII. VALLE DI GOMAGOI

a) *Valle di Solda*

1. Ghiacciaio di Razoi
2. Ghiacciaio di Dentro di Zai
3. Ghiacciaio di Mezzo di Zai
4. Ghiacciaio di Fuori di Zai
5. Ghiacciaio Nord-occidentale di Cima Vertana
6. Ghiacciaio Sud-occidentale di Cima Vertana

7. Ghiacciaio di Rosim

8. Ghiacciaio delle Laste
9. Ghiacciaio Alto di Beltovo
10. Ghiacciaio Basso di Beltovo
11. Ghiacciaio del Passo del Madriccio
12. Ghiacciaio del Madriccio
13. Ghiacciaio di Solda
14. Ghiacciaio del Finimondo
15. Ghiacciaio Alto del Marlet
16. Ghiacciaio Basso del Marlet

b) *Valle di Trafoi*

1. Ghiacciaio della Tabaretta
2. Ghiacciaio Alto dell'Ortles
3. Ghiacciaio Basso dell'Ortles
4. Ghiacciaio di Trafoi
5. Ghiacciaio del Madaccio
6. Vedretta Piana

Nel 1961 dei 132 ghiacciai descritti nel presente lavoro 23 potevano considerarsi estinti come unità glaciologiche.

Questi ghiacciai sono elencati qui di seguito con la data della loro estinzione:

- | | |
|--------------------|---|
| 1) anno 1937 | Ghiacciaio dello Scorluzzo |
| 2) anno 1945 circa | Ghiacciaio di Fuori di Peder |
| 3) anni 1949-57 | Ghiacciaio di Cime dei Forni |
| 4) anno 1950 | Ghiacciaio Meridionale del Passo di Saent |
| 5) anno 1955 circa | Ghiacciaio del Passo di Savoretta |
| 6) anno 1957 | Ghiacciaio di Sclanera |
| 7) anno 1958 | Ghiacciaio Vedrettino |
| 8) anno 1960 | Ghiacciaio del Lago del Confinale |
| 9) anno 1960 | Ghiacciaio del Vallecetta |
| 10) anno 1960 | Ghiacciaio dell'Ercavallo |
| 11) anno 1961 | Ghiacciaio Centrale del Vioz |
| 12) anno 1961 | Ghiacciaio di Cima Careser |
| 13) anno 1961 | Ghiacciaio di Mezzo di Saent |
| 14) anno 1961 | Ghiacciaio di Dentro di Saent |
| 15) anno 1961 | Ghiacciaio dei Sassoni di Sternai |
| 16) anno 1961 | Ghiacciaio di Flim |
| 17) anno 1961 | Ghiacciaio di Cima Madriccio |
| 18) anno 1961 | Ghiacciaio di Livi |
| 19) anno 1961 | Ghiacciaio di Sluder |
| 20) anno 1961 | Ghiacciaio Nord-occidentale di Cima Vertana |
| 21) anno 1961 | Ghiacciaio Sud-occidentale di Cima Vertana |
| 22) anno 1961 | Ghiacciaio Alto di Beltovo |
| 23) anno 1961 | Ghiacciaio del Passo del Madriccio |

4. Classificazione delle glaciazioni e dei tipi di ghiacciai.

Il gruppo dell'Ortles-Cevedale con la sua varietà di forme del suolo, con la diversa esposizione dei suoi versanti e con la particolare distribuzione altimetrica delle sue cime, presenta nei suoi 132 ghiacciai, un ottimo campionario di ghiacciai alpini.

Possiamo dire che tutti i tipi di ghiacciai che si usano raggruppare sotto tale nome trovano rappresentanti sul gruppo dell'Ortles-Cevedale. Ma accanto a questi, parecchi altri male si adattano ai tipi già noti ed altri ancora non vi entrano affatto. Fin dal nostro primo tentativo di riunire i ghiacciai del gruppo in categorie, ci è apparsa la necessità di prendere in considerazione il problema della classificazione dei ghiacciai, sia pure limitatamente al caso dei ghiacciai alpini ed in particolare a quelli del gruppo considerato nel presente studio.

Abbiamo detto « ghiacciai alpini », ma è necessario intenderci su questo termine. Secondo noi la denominazione di « ghiacciai alpini » va riferita ad un *tipo di glaciazione* piuttosto che ad un tipo di ghiacciaio.

L'insieme dei ghiacciai di una regione, con le loro caratteristiche comuni, conferisce al glacialismo una sua fisionomia particolare, che viene appunto chiamata tipo di glaciazione (Desio, 1959). I principali tipi di glaciazione sono:

a) *Glaciazione di tipo antartico*. I ghiacciai coprono un intero continente protendendosi in mare ove sono troncati da un alto gradino di ghiaccio (barriera polare).

b) *Glaciazione di tipo groenlandese*. Manto glaciale quasi continuo che riveste vastissimi territori continentali e che si scompone in una serie di lingue immergenti in mare.

c) *Glaciazione di tipo alaskiano*. Vasta rete di colate glaciali che si congiungono nella regione pedemontana formando una specie di enorme cono di ghiaccio.

d) *Glaciazione di tipo scandinavo*. Ghiacciai di altipiano dai quali si dipartono potenti colate di ghiaccio che si protendono sul fondo dei fiordi raggiungendo spesso il mare.

e) *Glaciazione di tipo africano*. Calotte di ghiaccio che incappucciano le sommità dei rilievi da cui scendono brevi colate sui fianchi.

f) *Glaciazione di tipo himalayano*. Ghiacciai che occupano il fondo di interi sistemi vallivi.

g) *Glaciazione di tipo alpino*. Ghiacciai che occupano gli alvei vallivi più elevati e le cavità minori o i fianchi della montagna.

h) *Glaciazione di tipo pirenaico*. Piccoli ghiacciai contenuti per lo più sul fondo di circhi o di altre cavità minori della montagna.

i) *Glaciazione di tipo turkestanico*. Brevi ghiacciai racchiusi entro profonde gole montane, privi di bacino di raccolta delle nevi ed alimentati essenzialmente dalle valanghe.

I tipi di glaciazione sopra elencati sono, in generale, composti da vari ghiacciai, ossia da vari *individui* o *unità glaciali*. Tali individui hanno caratteristiche diverse nelle varie glaciazioni e non è agevole dare di essi una definizione comune. E ciò in conseguenza del fatto che nelle regioni a glacialismo più intenso, come sono quelle polari, i singoli individui si compenetrano e si confondono formando una coltre continua di ghiaccio; in altre situazioni i singoli individui sono bene definiti.

È vero che ciò dipende in buona parte e dall'elevazione del territorio montuoso al di sopra del limite climatico delle nevi e dalla estensione di questa parte di territorio; ma, a parità di tali condizioni, le caratteristiche della glaciazione possono essere assai diverse per motivi orografici derivanti dalla recente storia morfologica del territorio, dalla sua composizione litologica oltre che dalla sua struttura tettonica.

Queste particolari fisionomie del glacialismo attuale nei vari gruppi montuosi rappresentano ciò che si può chiamare il «sottotipo di glaciazione». È quindi l'associazione dei caratteri climatici con i caratteri orografici e geologici che determina il sottotipo di glaciazione: potremmo anzi dire che dai fattori climatici — intendendo questi come essenzialmente espressi dalla posizione altimetrica del limite climatico delle nevi in rapporto con lo sviluppo altimetrico della montagna — dipende soprattutto l'intensità del glacialismo e dai fattori geologici (anche quelli orografici potrebbero rientrare in quelli geologici) dipendono, soprattutto, il carattere del glacialismo, ossia i tipi di ghiacciai particolarmente diffusi su ciascun gruppo montuoso.

In base a tali concetti possiamo riconoscere un'aria di famiglia e, conseguentemente, un sottotipo di glaciazione nei maggiori gruppi montuosi delle nostre Alpi come il M. Bianco, il M. Rosa, il Gran Paradiso, ecc., che potrebbe essere denominato dal gruppo a caratteri glaciologici più spiccati. Un altro sottotipo di glaciazione è rappresentato, per esempio, dai vari gruppi montuosi dolomitici delle Alpi Orientali. Un sottotipo, se vogliamo, intermedio è il glacialismo di altri gruppi montuosi come quello dell'Ortles-Cevedale, del Bernina, del Disgrazia, ecc., che potrebbero costituire forse, un sottotipo a sè, ed ancora diverso è il sottotipo di glaciazione dell'Adamello-Presanella.

L'associazione di questi sottotipi di glaciazione, la prevalenza di uno piuttosto che di un altro, determinano il carattere generale del glacialismo di una catena montuosa. In questo senso, secondo il nostro modo di vedere, dovrebbe essere definito il glacialismo di tipo himalayano, di tipo alpino, di tipo pirenaico e così via.

Diversa è la questione della classificazione dei tipi di ghiacciai. Gli elementi che determinano i diversi tipi di ghiacciai e che, quindi, devono presiedere ad una loro classificazione, sono essenzialmente l'intensità della *glaciazione* (derivante dalla posizione altimetrica del limite climatico delle nevi permanenti) e le *forme del suolo*. O. Marinelli poi aggiunge che « queste assumono naturalmente tanta maggiore prevalenza quanto più debole è la glaciazione ».

A questi concetti si era ispirato, del resto, anche H. B. De Saussure (1796-1804) quando ebbe ad introdurre la prima suddivisione fra i ghiacciai alpini in « due generi di ghiacciai ben differenziati, ed ai quali si possono riferire tutte le loro varietà, per numerosi ch'essi possano essere ».

Gli uni sono racchiusi in valli più o meno profonde,... gli altri non sono racchiusi in valli; ma sono estesi sopra pendii delle alte sommità ». Oltre a ciò i primi « sono i più considerevoli, tanto per l'estensione, quanto per la profondità » e sono « quasi sempre racchiusi in valli trasversali, affluenti nelle basse valli longitudinali ».

I primi finirono con l'essere designati con il nome di *ghiacciai di valle o vallivi*, i secondi *ghiacciai di pendio*. Accanto a queste denominazioni si diffuse quella di *ghiacciai di I ordine* e *ghiacciai di II ordine*.

È una prima distinzione, molto pratica, anche se non condivisa da tutti i glaciologi, ma accettata dalla maggioranza, che se risponde soprattutto ad un concetto orografico, in quanto i ghiacciai di I ordine occupano i fondi delle valli, considera nello stesso tempo le dimensioni, in quanto un ghiacciaio che occupa con la sua lingua un alveo vallivo deve avere dimensioni rilevanti ed anche un adeguato bacino di raccolta. I ghiacciai di II ordine sono ghiacciai meno sviluppati, le cui fronti non scendono sino al fondo delle valli e che sono, in generale, sprovvisti di una zona di ablazione ben distinta e configurata a lingua.

Ci sarebbe da considerare accanto alle due categorie suddette una terza categoria, che è quella dei *ghiacciai d'altipiano* per i quali, per motivi di uniformità, dovremmo istituire un III ordine (Desio, 1951).

Come Hess (1904) noi crediamo che convenga riservare il termine di ghiacciai di altipiano a quei ghiacciai che occupano i grandi altipiani sul tipo di quelli scandinavi, ghiacciai a forma di piatte e vaste cupole da cui la roccia non emerge o emerge localmente a forma di isole (nunataks) e dai quali si separano quasi insensibilmente le lingue marginali. Nelle Alpi il frazionamento orografico è troppo intenso e il limite climatico delle nevi è troppo elevato perchè possano formarsi ghiacciai di quel genere. Si hanno, invece, esempi di regioni sommitali se non pianeggianti, per lo meno poco inclinate e di una certa estensione, le quali, anche se sono spesso abbastanza accidentate, possono essere designate col nome di *pianoro* o di *ripiano*.

Assumendo allora il termine di pianoro nel senso sopra indicato, si potrebbe creare una categoria di *ghiacciai di pianoro* nella quale andrebbe incluso

il Ghiacciaio alto dell'Ortles, anche se la sua superficie è sensibilmente inclinata. Non sappiamo se sia il caso di aggiungere una categoria di *ghiacciai di ripiano* (o di terrazzo orografico) per quella specie di larghi terrazzi rocciosi sottostanti alle creste in cui troverebbe posto per esempio il Ghiacciaio di Profa sul M. Sobretta; come pure c'è da chiedersi se sarebbe il caso di includere questa eventuale categoria di ghiacciai fra quelli di II ordine o fra quelli di pianoro e se questi debbano costituire un ordine a sè, insieme con quelli d'altipiano. Come abbiamo già detto, noi propendiamo per l'istituzione di un III ordine di ghiacciai nel quale dovrebbero essere compresi i « ghiacciai alpini » che non possono rientrare nè nel I nè nel II ordine e che chiameremo di III ordine, senza altra particolare denominazione, come non ne hanno del resto, quelli di II ordine presi nel loro insieme. Fra questi ghiacciai di III ordine troverebbero posto quelli che abbiamo chiamato *ghiacciai di pianoro*. Anche i *ghiacciai di crinale* potrebbero far parte dei ghiacciai di III ordine, riunendo in esso i *ghiacciai che occupano la regione sommitale dei rilievi montuosi*.

O. Marinelli (1910) vi aggiunse i *ghiacciai di falda* « in situazione analoga a quella occupata dalle falde detritiche (i cosiddetti ghiaioni) che si trovano a piè delle alte pareti rocciose »; e noi vi potremmo aggiungere un altro tipo ancora, i *ghiacciai di cono* per quei ghiacciai che si trovano in situazione analoga a quella occupata dai conetti detritici (Desio, 1921).

Va osservato però a questo proposito, che mentre la denominazione dei tre primi tipi di ghiacciai si riferisce alla forma del terreno sulla quale giacciono, quella degli altri due è derivata dall'analogia di forma e di giacitura e, sino ad un certo punto, anche di origine, con i depositi detritici.

I ghiacciai di falda e di cono potrebbero essere tutt'al più considerati come sottotipi dei ghiacciai di pendio. Potremmo pure distinguere fra i ghiacciai di pendio quelli che coprono un pendio relativamente uniforme e quelli disposti, per esempio, sopra una gradinata o adagiati su pendii rivolti in direzioni diverse. I primi potrebbero essere considerati *ghiacciai semplici di pendio*, i secondi *ghiacciai composti di pendio*.

A proposito dei *ghiacciai di vallone*, ossia di quei ghiacciai che occupano più o meno completamente un vallone, va ricordato che non di rado s'incontrano tipi complessi, formati dalla confluenza di due valloni che si riuniscono sotto angoli diversi. Un buon esempio è rappresentato dal Ghiacciaio dello Zebrù che ha due zone d'alimento, una nel vallone che scende dal Passo dell'Ortles verso SSW, l'altra nel vallone che dal Passo della Miniera scende verso WNW. Le due colate, riunendosi, danno origine ad una specie di larga lingua irregolare che una morena mediana mantiene suddivisa in due parti.

Analogamente a quanto è stato detto per i ghiacciai di I ordine, si potrebbe parlare di ghiacciai *semplici* di vallone per quelli contenuti in un solo vallone, e ghiacciai *composti* di vallone per gli altri.

Non mancano anche casi di associazioni di valloni e di circhi o di tipi aventi carattere misto, come circhi allungati o valloni brevi che rappresentano forme di passaggio. Come pure si dà il caso di ghiacciai contenuti entro circhi o valloni di cui però, occupano solo una porzione, talora molto piccola. Non è sempre il caso di parlare di ghiacciai di circo o di vallone: talora si tratta di ghiacciai di pendio, anche se si trovano entro cavità a forma di circo o di vallone.

Rimane ancora da esaminare quella categoria di ghiacciai che i tedeschi designano con il nome di *Jochgletscher* e che noi potremmo tradurre con ghiacciai di giogo o di sella, o di valico, o di passo.

Fra i vari termini quello di *sella* è più generico ed è, forse, il più adatto, perchè meglio di altri si riferisce ad una particolare forma del suolo, mentre altri riguardano piuttosto la comunicazione fra un bacino ed un altro.

Esempi di *ghiacciai di sella* sono rari sul gruppo dell'Ortles-Cevedale ed anch'essi non sono molto caratteristici. Uno era rappresentato dal Ghiacciaio Meridionale del Passo di Saent, l'altro dal Ghiacciaio del Passo del Dosegù.

Questo esempio ci richiama il caso dei *ghiacciai rigenerati*, ossia di quei ghiacciai che sono interrotti da un salto in roccia, ma si ricompongono ai suoi piedi.

Riassumendo, dunque, quanto finora abbiamo esposto intorno alla classificazione dei ghiacciai alpini, con particolare riferimento ai ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale, possiamo ridurre tutti i vari tipi considerati entro il seguente schema:

Tabella 3 - CLASSIFICAZIONE DEI GHIACCIAI ALPINI SECONDO DESIO (1959).

Ghiacciai di I ordine (vallivi)	semplici composti	
Ghiacciai di II ordine (di fianco montuoso)	di pendio	semplici composti di falda di cono
	di ripiano (e di terrazzo)	
	di circo	semplici composti
	di vallone	semplici composti
Ghiacciai di III ordine (di sommità)	di pianoro di crinale di vetta di sella	

Sul gruppo dell'Ortles-Cevedale sono attualmente rappresentati ghiacciai di tutti e tre gli ordini.

I ghiacciai di I ordine sono 12, ossia l'11,01% del totale dei ghiacciai, e di questi 9 sono semplici e 3 sono composti.

I ghiacciai di II ordine sono 95, ossia l'87,16% del totale dei ghiacciai del gruppo così suddivisi:

- a) 11 ghiacciai di pendio pari al 10,09% del totale dei ghiacciai;
- b) 4 ghiacciai di falda pari al 3,67% del totale dei ghiacciai;
- c) 2 ghiacciai di ripiano pari all'1,83% del totale dei ghiacciai;
- d) 53 ghiacciai di circo pari al 48,63% del totale dei ghiacciai, dei quali 8 di circo composto;
- e) 25 ghiacciai di vallone pari al 22,94% del totale dei ghiacciai, dei quali 2 di vallone composto.

I ghiacciai di III ordine sono 2, ossia l'1,83% del totale dei ghiacciai del gruppo e questi sono così suddivisi:

- a) 1 ghiacciaio di pianoro pari allo 0,92% del totale dei ghiacciai;
- b) 1 ghiacciaio di crinale pari allo 0,92% del totale dei ghiacciai.

Il motivo della maggiore frequenza dei ghiacciai di II ordine sul gruppo dell'Ortles-Cevedale è facile a riconoscersi nella notevole elevazione del limite climatico delle nevi in rapporto con l'elevazione media del gruppo montuoso, e nel frazionamento orografico del gruppo stesso.

La scarsità dei ghiacciai di III ordine è determinata, invece, dall'intensità del frazionamento orografico, per cui le aree di culminazione sono, in generale, troppo strette per lasciare possibilità di sviluppo a vasti accumuli di nevi e di ghiacci.

5. I movimenti del ghiaccio dei ghiacciai.

Le osservazioni eseguite sui ghiacciai del nostro gruppo per stabilire la velocità di movimento dei ghiacci sono state, in quasi tutti i casi, effettuate con il metodo degli allineamenti di pietre contrassegnate da numeri. I controlli sono stati eseguiti, per lo più, a distanza di un anno, per cui i dati di cui disponiamo si riferiscono ai valori medi annui.

Dopo l'introduzione della fotogrammetria nell'esecuzione dei rilievi topografici dei ghiacciai è stato utilizzato anche il fototeodolite per eseguire misure di velocità nel giro di poche ore, eseguendo fotogrammi di un segnale posto sul ghiaccio da una stazione situata sulla sponda. Misure analoghe possono essere, naturalmente, eseguite anche con i comuni teodoliti, ma è forse meno agevole con questi determinare piccoli spostamenti dei segnali galleggianti.

Le prime misure di velocità ai ghiacciai del nostro gruppo risalgono al 1886 e si devono a S. Finsterwalder e H. Schunk (1887) i quali operarono sul Ghiacciaio di Solda. Solo dal 1923 in poi le misure furono estese ad altri ghiacciai e, precisamente, alla Vedretta Lunga (E. Feruglio 1923), al Ghiacciaio della Mare (A. Desio 1925), ai ghiacciai del Caresèr (A. Desio 1926), dei Forni (A. Desio 1926), del Dosegù (A. Desio, 1926) ed al Ghiacciaio dei Vitelli (A. Desio 1927).

Riferiamo qui sotto i risultati delle misure finora eseguite su ciascun ghiacciaio, mantenendo l'ordine geografico ed avvertendo che i segnali disposti attraverso le lingue della Vedretta Lunga nel 1929 e del Ghiacciaio dei Vitelli nel 1927 non sono stati più controllati.

GHIACCIAIO DEI FORNI.

Il maggior numero di misure di velocità è stato eseguito sul Ghiacciaio dei Forni. Il primo allineamento di settantatré segnali numerati in rosso disposti a distanze di 10 m l'uno dall'altro, venne stabilito il 31 agosto 1926 da A. Desio (1927) appena sotto « le Guglie » e controllato successivamente il 6 settembre 1929, il 9 settembre 1930, il 31 agosto 1931, l'8 settembre 1932, l'11 settembre 1933, il 18 agosto 1934 ed il 9 agosto 1935 (fig. 8).

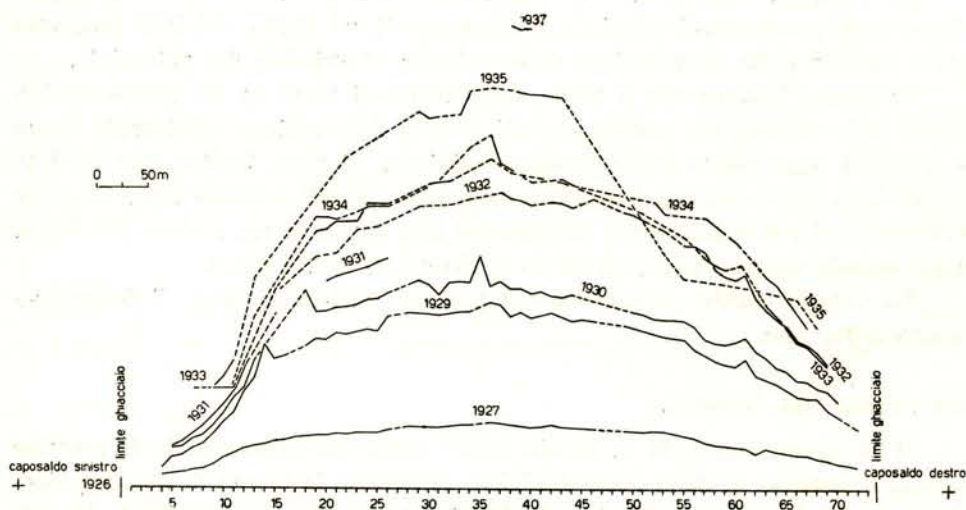


Fig. 8 - Spostamento dei segnali per la misura di velocità superficiali del Ghiacciaio dei Forni dall'allineamento stabilito il 31 agosto 1926 da A. Desio.

Il 17 agosto 1927 venne da A. Desio posto un nuovo allineamento di quarantasei segnali numerati in azzurro e distanziati di 20 m sopra « le Guglie ». Solo quattro segnali vennero ritrovati e misurati il 19 settembre 1930.

Finalmente ai primi di settembre 1929 venne disposto da C. Chiesa (1930) un nuovo allineamento di trentaquattro segnali rossi numerati dal 101 al 134 e distanziati di 20 m ancora sotto «le Guglie», fra i due capsaldi dell'allineamento del 1926. I segnali vennero controllati ogni anno sino al 1935 alle stesse date indicate sopra (fig. 9).

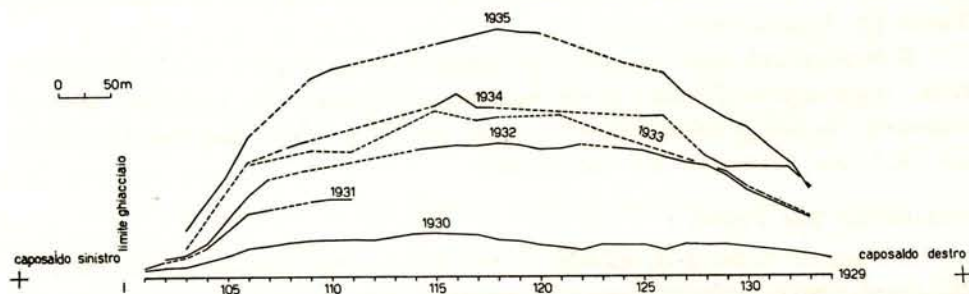


Fig. 9 - Spostamento dei segnali per la misura di velocità superficiali del Ghiacciaio dei Forni dall'allineamento stabilito all'inizio di settembre del 1929 da C. Chiesa.

Se ora diamo uno sguardo alle figg. 8 e 9 nelle quali sono riportati in planimetria gli spostamenti subiti dagli allineamenti del 1926 e del 1929 possiamo avere un'idea della distribuzione della velocità superficiale del ghiacciaio.

Troviamo intanto che il filone della colata si trova in un punto equidistante dalle sponde, ma sembra che più a valle della sezione considerata tenda a spostarsi leggermente verso la sponda sinistra. Si nota, inoltre, che sul lato destro della lingua glaciale l'aumento della velocità dalla sponda verso il centro avviene assai più rapidamente che non sul lato opposto; ma a circa 150-160 m dalla sponda destra l'aumento tende a diventare molto lento.

La velocità media giornaliera nel periodo 1926-1935, lungo il filone ammontò a 126 mm.

GHIACCIAIO DEL DOSEGÙ.

Il 26 agosto venne da A. Desio (1927) posto un allineamento di ventuno segnali a distanze di 20 m l'uno dall'altro attraverso la lingua di questo ghiacciaio, 650 m a monte della fronte. L'allineamento fu controllato il 13 settembre 1927, il 1° settembre 1929, il 13 settembre 1930, il 29 agosto 1932, il 6 settembre 1933 ed il 20 agosto 1934 da C. Chiesa (fig. 10).

Come risulta dalla fig. 10 sembra che il filone del ghiacciaio si trovasse in corrispondenza del segnale 11. Di questo possediamo misure continue salvo che per il 1933. Il valore corrispondente può, tuttavia, essere ricavato per interpolazione, tenendo conto degli spostamenti subiti dai segnali vicini.

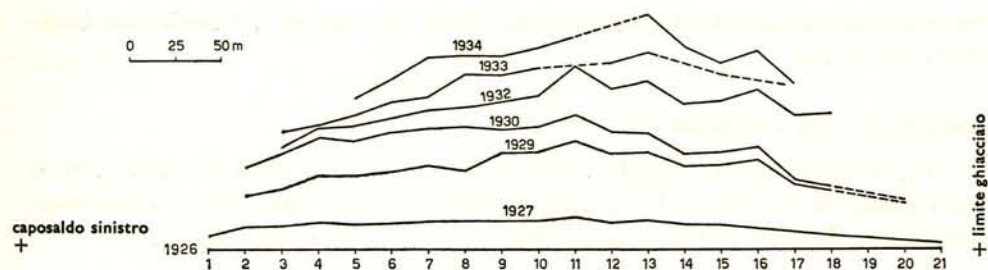


Fig. 10 - Spostamento dei segnali per la misura di velocità superficiali del Ghiacciaio del Dosegù dall'allineamento stabilito il 26 agosto 1926 da A. Desio.

La velocità massima si è avuta dunque nel 1929 in corrispondenza dell'allineamento iniziale. Negli anni successivi la velocità è andata costantemente diminuendo, ma questo fatto può essere interpretato non soltanto come una diminuzione della velocità di movimento della colata da un anno all'altro, ma anche e specialmente come una diminuzione della velocità quanto più ci si porta verso valle.

La velocità media giornaliera nell'ottennio 1926-1934 lungo il filone ammontò a 37 mm.

GHIACCIAIO DELLA MARE.

Un allineamento di massi, numerati da 1 a 19, venne posto il 10 agosto 1925 da A. Desio attraverso la lingua principale del ghiacciaio appoggiandolo a due capisaldi. I segnali vennero controllati il 23 agosto 1926 e l'8 agosto 1927, sempre da A. Desio (fig. 11). Il massimo avanzamento riscontrato

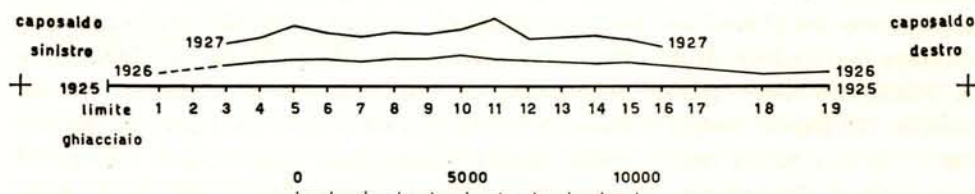


Fig. 11 - Spostamento dei segnali per la misura di velocità superficiali del Ghiacciaio della Mare dall'allineamento stabilito il 10 agosto 1925 da A. Desio.

nel 1926 è stato di 8,75 m in corrispondenza del segno 10 su per giù equidistante dalle due sponde del ghiacciaio. Fra il 1926 ed il 1927 l'avanzamento massimo si è avuto, invece, in corrispondenza del segno 11 con uno spostamento di 12 m, equivalente ad una velocità media giornaliera di 34 mm, men-

tre l'anno prima la velocità era stata di 23 mm giornalieri. La media del biennio fu di 28 mm.

GHIACCIAIO DEL CARESÈR.

Un allineamento di massi numerati da 1 a 20 e distanti 20 m fra loro è stato posto da A. Desio il 22 agosto 1926 a 870 m dalla fronte e successivamente controllato il 3 settembre 1931 ed il 29 agosto 1932 (fig. 12).

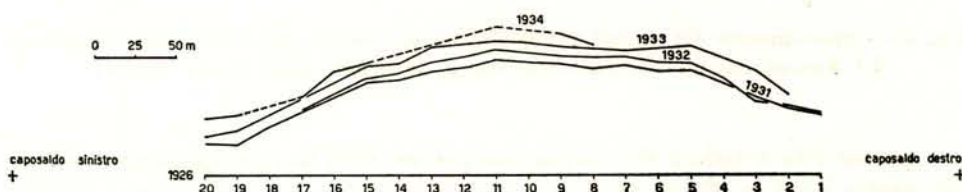


Fig. 12 - Spostamento dei segnali per la misura di velocità superficiali del Ghiacciaio del Caresèr dall'allineamento stabilito il 22 agosto 1926 da A. Desio.

Anche per questo ghiacciaio possiamo ripetere quanto è stato detto per quelli precedenti e cioè che le variazioni di velocità possono dipendere, almeno in parte, dalla posizione topografica in cui si venne via via a trovare il segnale. La velocità media giornaliera fra il 1926 ed il 1935 ammontò a 26 mm.

GHIACCIAIO DI SOLDA.

Come abbiamo accennato al principio di questo paragrafo, le prime misure di velocità eseguite sul Ghiacciaio di Solda risalgono al 1886 e sono state eseguite da S. Finsterwalder e H. Schunk (1887) in occasione del rilievo topografico del ghiacciaio. Altre osservazioni vennero compiute anche nel 1890 durante l'esecuzione di un altro rilievo topografico da parte di A. Blümcke e S. Finsterwalder (1890) utilizzando un allineamento di diciannove massi, mentre E. Rudel (1902) si limitò a controllare fra il 1895 ed il 1901 gli spostamenti di una pietra situata nella parte inferiore della lingua. Altre misure ad una serie di dieci massi vennero effettuate nel 1906, 1907 e 1911 da S. Finsterwalder ed M. Lagally (1913).

La velocità media giornaliera nel periodo di osservazione è risultata di 93 mm.

Può meritare, a questo punto, di mettere a confronto i dati relativi ai cinque ghiacciai, per quanto poco paragonabili fra loro in quanto ottenuti in epoche diverse, in periodi di diversa durata e, almeno in parte, lungo sezioni non del tutto corrispondenti dal punto di vista topografico. Converrà riferirci

alle velocità medie; in ordine decrescente i ghiacciai si dispongono nel modo seguente:

Ghiacciaio dei Forni	126 mm
Ghiacciaio di Solda	93 mm
Ghiacciaio del Dosegù	37 mm
Ghiacciaio della Mare	28 mm
Ghiacciaio del Caresèr	26 mm

Il ghiacciaio più veloce è quello di maggiori dimensioni, ma non si può dire altrettanto del meno veloce. Se nei primi due, infatti, sembra vi sia un certo rapporto fra velocità e dimensioni, negli ultimi tre il rapporto è inverso. Non si può nemmeno parlare di relazioni fra velocità e inclinazione delle lingue glaciali, poichè l'inclinazione è pressochè uguale in tutti i casi (17°) salvo sul Ghiacciaio del Caresèr che è leggermente inferiore (11°). Con tutta probabilità la velocità di movimento delle masse di ghiaccio dipende soprattutto dalla configurazione del fondo roccioso in corrispondenza della sezione e più a monte. Una certa prova l'abbiamo nelle variazioni di velocità, anche a distanze assai brevi, lungo il filone dei vari ghiacciai, come abbiamo già visto.

A titolo di confronto riportiamo qui di seguito le velocità medie giornaliere di altri ghiacciai alpini secondo i dati forniti da Tricart e Cailleux (1962):

Ghiacciaio de la Frontière	466 - 205 mm
Hintereisferner	330 - 55 mm
Ghiacciaio Noir	220 - 123 mm
Ghiacciaio del Pasterzee	137 mm
Ghiacciaio del Teodulo	137 - 96 mm
Ghiacciaio di Gornez	110 - 49 mm

6. Lo spessore dei ghiacciai.

Lo spessore della massa di ghiaccio dei ghiacciai viene oggi comunemente determinato con il metodo delle prospezioni sismiche; purtroppo, per quanto si riferisce ai ghiacciai del nostro gruppo, le misure di spessore con questo metodo sono state eseguite soltanto per il Ghiacciaio dei Forni e per il Ghiacciaio del Caresèr.

Durante il 1953 sono stati eseguiti da parte della Fondazione Lerici del Politecnico di Milano alcuni rilievi sismici con i metodi della rifrazione e della riflessione allo scopo di sperimentare alcune apparecchiature.

Dai risultati ottenuti (R. Cassinis e E. Carabelli, 1953) si ricava che lo spessore del ghiaccio sul « piazzale » del Ghiacciaio dei Forni varia da 70 m a 150 m e la potenza massima si trova, all'incirca, alla confluenza delle colate provenienti dal bacino orientale e da quello occidentale.

Durante l'estate del 1958 è stata eseguita dall'Istituto di Geofisica Applicata del Politecnico di Milano la misura dello spessore del Ghiacciaio del Caresèr con il metodo sismico di riflessione (E. Carabelli, 1964) da cui si ricava che lo spessore è, in media, inferiore a 100 m.

Lo spessore dei ghiacciai può essere calcolato con buona approssimazione, mediante la formula di C. Somigliana (M. Calciati, 1945) che determina la profondità del ghiacciaio in funzione della velocità, della pendenza e della larghezza dello stesso.

La formula di Somigliana è la seguente:

$$V = \frac{\rho g \sin \alpha L^2 M^2}{2\mu L^2 + M^2} \quad (1)$$

dove V è la velocità superficiale del ghiacciaio in cm sec^{-1} , ρ è la densità del ghiaccio che si stima uguale a 0,9, g è l'accelerazione di gravità che alla nostra latitudine è 981 cm/sec^{-2} , α è la inclinazione del ghiacciaio, L ed M sono i semidiametri orizzontale e verticale della semiellisse nella quale viene identificata la sezione fluida del ghiaccio, ossia la semilarghezza e la profondità del ghiacciaio ed infine μ è il coefficiente di viscosità del ghiacci stimato uguale ad 1×10^{14} .

Dalla formula (1) si ricava il valore di M^2 che è:

$$M^2 = \frac{2\mu V L^2}{\rho g L^2 \sin \alpha - 2\mu V}$$

da cui:

$$M = \left(\frac{2\mu V L^2}{\rho g L^2 \sin \alpha - 2\mu V} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

Il valore di M che si ottiene introducendo nella formula (2) i valori di V , $\sin \alpha$ ed L rappresenta lo spessore del ghiaccio considerato nell'anno e nel punto nel quale è stata eseguita la misura della velocità.

I risultati che si ottengono sono riportati nella seguente tabella.

Tabella 4.

Ghiacciaio	Anno	m	Segnali
Ghiacciaio dei Forni	1935	151	segnale n. 36
Ghiacciaio dei Forni	1935	134	segnale n. 118
Ghiacciaio di Solda	1907-11	56	ad 800 m dalla fronte (filone)
Ghiacciaio del Dosegù	1929	73	segnale n. 11
Ghiacciaio della Mare	1927	55	segnale n. 11
Ghiacciaio del Caresèr	1931	74	segnale n. 11

Non è il caso di trarre conclusioni dal raffronto dei dati della tabella con quelli ottenuti con l'altro metodo. Va tuttavia notato che non vi sono discrepanze.

A titolo di confronto riportiamo qui di seguito gli spessori di altri ghiacciai alpini, espressi in metri, secondo i dati forniti da Corbel (1962).

Ghiacciaio dell'Aletsch	792 m
Ghiacciaio dell'Unteraar	440 m
Mer de Glace	322 m
Glacier de l'Argentière	240 m
Glacier de l'Etendard	110 m

Va notato come i valori sopra riportati siano, salvo l'ultimo, molto maggiori di quelli dei ghiacciai del nostro gruppo; ciò dipende senza dubbio principalmente dalle dimensioni maggiori dei ghiacciai indicati nell'elenco rispetto a quelli dell'Ortles-Cevedale.

7. L'area coperta dai ghiacciai.

Per determinare l'area coperta dai ghiacciai del nostro gruppo abbiamo effettuato le misure con un planimetro polare sulle rappresentazioni cartografiche dei ghiacciai delle carte al 25 000 dell'Istituto Geografico Militare (I.G.M.) da noi debitamente aggiornate in luogo.

I risultati delle misure rappresentano valori medi ottenuti ripetendo più volte le determinazioni planimetriche.

Il procedimento usato per il calcolo di queste aree lascia comprendere in primo luogo che non si tratta delle aree reali, bensì delle rispettive proiezioni orizzontali, quindi di aree approssimate per difetto, ossia sensibilmente minori della realtà e, in generale, meno approssimate per i piccoli ghiacciai di pendio (a forte inclinazione) che per i grandi ghiacciai vallivi. A stretto rigore, quindi, i dati non sono nemmeno paragonabili fra loro, ma noi non ci siamo illusi di ottenere con questo sistema valori definitivi e, quanto meno, precisi; tuttavia sono cifre meno incerte di quelle note antecedentemente e, comunque utilizzabili almeno a scopo orientativo. Per questi motivi abbiamo omissso di riferire le annate alle quali si riferiscono i rilievi topografici (del resto ricavabili dalle carte dell'I.G.M.) e gli aggiornamenti, come pure abbiamo trascurato le cifre decimali dopo le due prime (decimetri quadrati).

Un'idea dell'ordine di misura degli errori nei dati relativi alle aree può risultare dal confronto fra il valore ottenuto per il Ghiacciaio del Caresèr con misure planimetriche delle carte dell'I.G.M. e quello ricavato dal rilievo stereo-

fotogrammetrico al 5000 del 1933:

area desunta dalle carte dell'I.G.M.	589,72 ha
area desunta dal rilievo stereofotogrammetrico	541,63 ha
differenza	48,09 ha

Si ha dunque un errore in eccesso che si aggira intorno all'8%. Tale errore deriva da vari fatti ed in primo luogo da un'eccessiva estensione attribuita ai ghiacciai dalle carte dell'I.G.M.; in secondo luogo da una maggiore estensione reale dei ghiacciai stessi all'epoca in cui sono stati eseguiti i rilievi topografici in confronto al 1933. Le nostre correzioni, nel caso del Ghiacciaio del Caresèr, si sono limitate quasi solamente alla parte inferiore, poichè nella parte alta, in conseguenza della forma particolare del ghiacciaio, non si sono avuti palesi affioramenti di aree rocciose per effetto del suo smagrimento, come si è, invece, verificato in numerosi altri casi.

Ci si potrebbe chiedere anche perchè non abbiamo cercato di calcolare il valore reale dell'area utilizzando le curve di livello. Va tenuto presente che tali rappresentazioni a curve della superficie dei ghiacciai si riferiscono ad una parte soltanto dei ghiacciai del gruppo, e per molti di questi la equidistanza è di 100 m. Tutto sommato, quindi, ci è sembrato che non valesse la pena di affrontare un lavoro che, salvo per un numero abbastanza piccolo di ghiacciai, non avrebbe ugualmente portato a risultati attendibili.

In generale noi riteniamo che il valore dell'8% sopra ricordato possa rappresentare un limite massimo di errore nella valutazione delle aree. Le quali sono, senza dubbio, assai più approssimate di quelle riferite da precedenti autori. Con tutto ciò in ogni nostra deduzione dobbiamo tenere presente sempre il valore di larga approssimazione che hanno i dati areometrici: questa considerazione ci ha impedito di spingere più oltre di quanto non sia stato fatto alcune deduzioni e ci ha indotti ad utilizzarli prevalentemente come valori comparativi o impiegandoli nel loro insieme.

Se sommiamo i valori delle aree dei ghiacciai del gruppo dell'Ortles-Cevedale, l'area coperta dai ghiacci risulta di 96,25 km². Questa cifra è molto inferiore a quella calcolata da E. Richter (1888), ossia 191,53 km². La differenza ammonta a 95,28 km², ossia al 49,74% in più della cifra da noi ottenuta. Differenza, in complesso, molto elevata che si può spiegare solo con la forte diversità delle fonti cartografiche alle quali ha attinto E. Richter rispetto alle nostre. Se esaminiamo tali fonti — che sono costituite dalle carte austriache al 75 000 (1887), dalla carta di P. Pogliaghi al 40 000 (1883), dalla carta di Meurer e Freytag al 50 000 (1884), queste ultime solo parziali — ci accorgiamo facilmente come i ghiacciai siano rappresentati con eccessiva estensione anche rispetto a quelle che potevano essere le loro dimensioni in tale epoca.

Suddivise per bacini, risultano le differenze seguenti:

Tabella 5.

Bacini	1888 E. Richter (1) ha	1944 A. Desio (2) ha	1961 A. Desio A. Giorcelli S. Belloni (3) ha	(1) — (2) Differenza ha	(2) — (3) Differenza ha
Bacino dell'Adda	6748,00	5174,60	3802,47	1573,40	1372,13
Bacino dell'Oglio	78,80	32,30	8,44	46,50	23,86
Bacino dell'Adige	12325,80	8245,30	5814,38	4080,50	2430,92

Le cifre di E. Richter erano, finora, quelle più accreditate e si potrebbe anzi dire le uniche esistenti relative a tutto il gruppo, cosicchè si trovano riportate in tutti i vari trattati di glaciologia, di geografia fisica e di geologia.

Quelle di A. Desio del 1944 sono ricavate da un calcolo preliminare, rimasto inedito. La differenza in questo caso dipende in parte rilevante dalla riduzione del manto glaciale verificatasi nell'intervallo.

8. La distribuzione geografica dei ghiacciai.

Lo sviluppo dei ghiacciai di un territorio dipende soprattutto, come s'è detto più volte, dall'estensione dell'area che giace al di sopra del limite climatico delle nevi e, secondariamente, dalle sue condizioni orografiche. Se gettiamo uno sguardo ad una carta topografica dell'intero gruppo in cui siano tinteggiati i ghiacciai, notiamo facilmente come il mantello glaciale appaia più continuo nella parte centrale del gruppo dove si innestano al nodo orografico del Cevedale le varie creste. E non è qui che troviamo le quote più elevate del gruppo. Queste sono spostate, come già sappiamo, sul lato NW, ma qui il frazionamento orografico è minore. Possiamo riconoscere anche che il minore frazionamento orografico coincide qui con la natura della roccia. La zona di maggiori elevazioni di tutto il gruppo, cioè la cresta Gran Zebrù-Reit con la sua diramazione dell'Ortles, è composta infatti da rocce calcareo-dolomitiche, mentre la zona che sta intorno al nodo orografico del Cevedale è prevalentemente composta da filladi. Le prime sono rocce solide consistenti e quindi capaci di assumere e di mantenere forme del suolo assai accidentate; le seconde sono invece rocce molto friabili che tendono a sgretolarsi rapidamente e ad assumere forme più morbide. Si deve aggiungere che l'altezza media delle masse montuose è sensibilmente maggiore nell'area del nodo orografico che non nel suo ramo di NW, ove sorgono le creste più alte, poichè queste sono, in generale, molto sottili ed i fianchi precipitano sino a quote relativamente basse.

A proposito della distribuzione geografica dei ghiacciai del nostro gruppo, potrà interessare di conoscere qualche dato sulla loro diffusione sui vari versanti.

Come principale linea di displuvio può essere assunta quella che dalla Cresta di Reit va al Cevedale e di là all'Orecchia. Il versante nord allora possiede un'area glaciale di 4148,64 ha, il versante sud di 5476,65 ha. Nel 1944 il versante nord possedeva un'area glaciale di 6424,54 ha, mentre quello sud aveva un'area di 7020,67 ha. Questo fatto sembra in contrasto con le condizioni glaciologiche normali delle catene montuose, ma occorre tenere conto che la divisione in versanti non si riferisce ad una catena, bensì ad un gruppo montuoso formato da una raggiera di catene diversamente orientate.

Per avere un'idea dell'influenza dell'esposizione sulla diffusione dei ghiacciai possiamo raggrupparli in relazione con la loro esposizione, come si vede nella tabella seguente, tenendo presente che le cifre fra parentesi si riferiscono al numero dei ghiacciai, le altre all'area espressa in ettari ed ambedue sono relative al 1961.

Tabella 6.

				Totali
N (22) 1892,42	NNE (4) 1068,13	NE (8) 166,24	ENE (6) 492,20	ghiacciai 40 3618,99 ha
E (8) 927,65	ESE (5) 192,39	SE (8) 267,01	SSE (4) 189,45	ghiacciai 25 1576,30 ha
S (6) 690,88	SSW (1) 17,38	SW (7) 944,26	WSW (0) 0	ghiacciai 14 1652,52 ha
W (8) 412,56	WNW (6) 353,07	NW (12) 403,79	NNW (6) 1608,06	ghiacciai 32 2777,48 ha

La situazione nel 1944 era invece la seguente:

Tabella 7.

				Totali
N (25) 2227,96	NNE (3) 86,00	NE (10) 1640,79	ENE (4) 714,14	ghiacciai 42 4668,89 ha
E (16) 1613,66	ESE (4) 215,34	SE (10) 736,41	SSE (2) 30,32	ghiacciai 32 2595,73 ha
S (9) 1168,32	SSW (0) 0,00	SW (6) 882,04	WSW (2) 9,37	ghiacciai 17 2059,73 ha
W (6) 549,17	WNW (8) 244,70	NW (13) 1440,56	NNW (7) 1886,43	ghiacciai 34 4120,86 ha

Come si vede da questa tabella la maggiore area glaciale ed il maggior numero di ghiacciai sono esposti a N, come era da attendersi. Il I quadrante è anche quello più ricco di ghiacciai, sia come numero sia come estensione. Esso alberga una superficie glaciale quasi pari a più di un terzo di quella totale.

Nessun ghiacciaio è esposto ad WSW e solo uno a SSW. A quest'ultima direzione compete l'area minore di superficie ghiacciata, con 17,38 ha. Il III quadrante è il più povero di ghiacciai e subito dopo viene il II quadrante: i due quadranti settentrionali posseggono un'area glaciale quasi doppia dei due quadranti meridionali. Dalla tabella si desume ancora che nei riguardi dell'esposizione fra la componente W e la componente E appare sensibilmente più favorevole allo sviluppo dei ghiacciai la seconda della prima. Se sommiamo infatti le aree glaciali esposte ad W, WNW, WSW, NW, SW, NNW e SSW e quelle corrispondenti con componente E troviamo che, mentre queste ultime ammontano a 3739,12 ha, le prime assommano a 3302,87 ha. Ciò dipende, verosimilmente, dal fatto che i ghiacciai aventi esposizione con componente E sono colpiti dai venti umidi apportatori di precipitazioni.

I dati contenuti nelle tabelle precedenti sono stati riportati nei diagrammi di fig. 13 nei quali sull'asse delle ascisse sono rappresentate le varie esposizioni e sull'asse delle ordinate sono rappresentate sia la somma delle aree coperte di ghiaccio, sia la somma del numero dei ghiacciai esistenti nel 1944 e nel 1961.

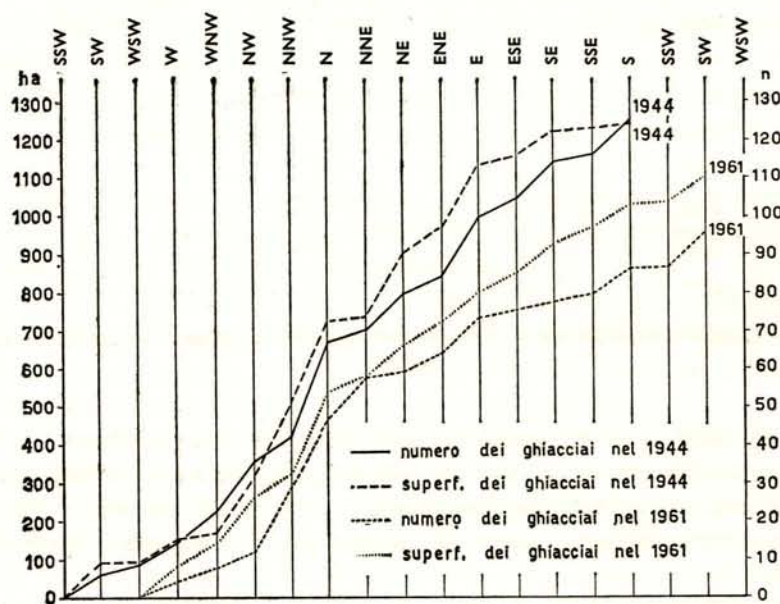


Fig. 13 - Diagrammi del numero e delle superfici dei ghiacciai in funzione dell'esposizione negli anni 1944 e 1961.

Esaminiamo ora l'area coperta dai ghiacci e il numero dei ghiacciai in relazione con le altitudini del punto più basso e del punto più alto di ogni singolo ghiacciaio e con la sua esposizione.

Dalla tabella 8 e dai diagrammi di fig. 14 si vede come le linee che delimitano l'area di maggior frequenza dei ghiacciai e la linea determinata dalle quote dei punti più bassi dei ghiacciai abbiano un andamento simile al dia-

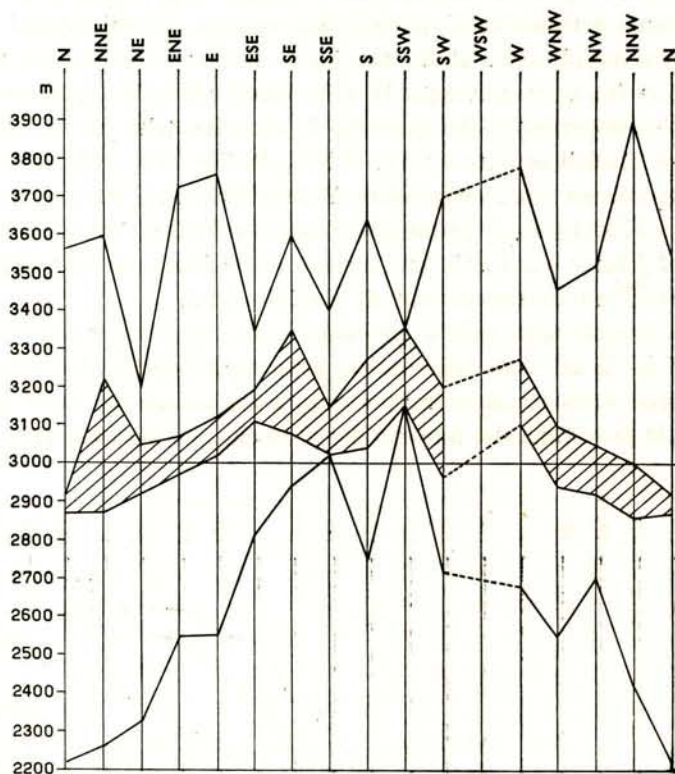


Fig. 14 - Diagramma delle zone altimetriche coperte dai ghiacci in funzione dell'esposizione.

gamma del coefficiente d'esposizione di fig. 18 per $0^\circ \leq i \leq 90^\circ$, mentre la linea determinata dalle quote dei punti più alti dei ghiacciai ha un andamento simile al diagramma del coefficiente d'esposizione per $i = 90^\circ$. Si vede inoltre come la maggior parte dell'area coperta dai ghiacci sia compresa fra le quote 3360 m e 2860 m.

Il diagramma di fig. 15 mostra la distribuzione dell'area coperta dai ghiacciai in funzione della loro altitudine e della loro esposizione. Dall'esame di questo diagramma si vede come il maggior valore dell'area coperta di ghiaccio

Tabella 8.

Esposizione	Numero ghiacciai	Altezza punto più alto m	Altezze limiti di maggiore frequenza m		Numero ghiacciai	Altezza punto più basso m
N	22	3560	2920	2870	21	2215
NNE	4	3600	3220	2870	4	2260
NE	8	3200	3050	2920	7	2330
ENE	6	3720	3070	2970	3-4	2550
E	8	3760	3120	3020	8	2550
ESE	5	3349	3190	3110	5	2810
SE	8	3600	3350	3075	5-6	2940
SSE	4	3400	3145	3020	2-3	2930
S	6	3640	3275	3040	3-4	2750
SSW	1	3360	3360	3150	1	3150
SW	7	3700	3200	2965	7	2720
WSW	0	—	—	—	—	—
W	8	3778	3270	3100	8	2680
WMW	6	3460	3100	2940	4	2550
NW	12	3520	3050	2920	11-12	2700
NNW	6	3899	3000	2860	6	2420

sia a 2900 m a N ed a 3070 m a S passando per i valori compresi fra questi per le esposizioni intermedie. La tabella ed i diagrammi sopra considerati si riferiscono ai dati relativi all'anno 1961.

Vediamo ora qualche dato sulla distribuzione dei ghiacciai per valli. Nella tabella 9 sono indicati il numero dei ghiacciai (fra parentesi) e le loro aree divisi per valli.

Il bacino dell'Adige possiede un'area assai maggiore dei due bacini dell'Adda e dell'Oglio messi insieme. Quest'ultimo, poi, ha una glaciazione addirittura insignificante nel nostro gruppo montuoso.

Delle singole valli la più ricca di ghiacci è la Val Furva (valli dello Zebrù, di Cedeh, Furva, di Gavia) e ad essa fa seguito, a breve distanza, la Val Martello. Se però paragoniamo i due bacini del Frodolfo e del Plima, il primo risulta possedere un'area più che doppia di superficie glaciale.

Ma più significative sono forse le percentuali di area coperta dai ghiacci rispetto alla superficie dell'intero bacino imbrifero. Sotto questo punto di vista la valle più glacializzata risulta la Valle di Lasa con 18,5% (21,2% nel 1944) di superficie coperta dai ghiacci e ad essa fa seguito immediatamente la Valle di Trafoi col 18,2% (22,0% nel 1944) e poi la Valle della Mare col 16,5% (23,0% nel 1944), la Valle dello Zebrù col 14,5% (19,0% nel 1944), la Valle di Gavia col 14,2% (23,3% nel 1944) e la Valle di Solda col 13,6% (19,6% nel 1944).

Tabella 9.

<i>Bacino dell'Adda</i>	Anno 1944	Anno 1961
Valle del Braulio	(7) 590,15 ha	(5) 390,26 ha
Valle dello Zebrù	(8) 804,24 ha	(8) 613,00 ha
Valle Cedeh	(4) 628,22 ha	(4) 415,81 ha
Valle Furva	(13) 2254,27 ha	(13) 1858,02 ha
Valle di Gavia	(10) 810,30 ha	(10) 492,88 ha
Valle Vallecetta	(1) 30,32 ha	(0) 0,00 ha
Valle di Rezzo	(2) 50,12 ha	(1) 32,50 ha
<i>Totale</i>	(45) 5167,62 ha	(41) 3802,47 ha
<i>Bacino dell'Oglio</i>	Anno 1944	Anno 1961
Valle delle Messi	(1) 28,46 ha	(1) 8,44 ha
Valle del Viso	(1) 3,87 ha	(0) 0,00 ha
<i>Totale</i>	(2) 32,33 ha	(1) 8,44 ha
<i>Bacino dell'Adige</i>	Anno 1944	Anno 1961
Valle del Monte	(10) 564,96 ha	(9) 334,39 ha
Valle della Mare	(7) 1570,05 ha	(7) 1212,65 ha
Valle di Rabbi	(8) 170,22 ha	(3) 25,32 ha
Valle del Lago Verde	(3) 98,64 ha	(3) 68,63 ha
Valle di Pracupola	(1) 42,68 ha	(1) 24,75 ha
Valle Martello	(22) 2497,75 ha	(20) 1600,27 ha
Valle di Covelano	(1) 18,56 ha	(1) 9,50 ha
Valle di Lasa	(3) 615,70 ha	(4) 538,25 ha
Valle di Cengles	(1) 30,94 ha	(1) 15,00 ha
Valle Solda	(16) 1467,92 ha	(12) 1017,57 ha
Valle di Trafoi	(6) 1167,84 ha	(6) 968,05 ha
<i>Totale</i>	(78) 8245,26 ha	(67) 5814,38 ha

Fra i bacini meno glacializzati troviamo quello di Rabbi con lo 0,5% (3,6% nel 1944), quello del Lago Verde con l'1,6% (2,3% nel 1944), quello della Valle del Monte col 4,2% (7,1% nel 1944).

La Val Martello, che ha il primato come numero di ghiacciai, ha soltanto il 10,5% (15,7% nel 1944) di area coperta dai ghiacci.

Condizioni medie, ossia prossime alla media di tutto il gruppo, presentano la Val Furva col 15,3% (18,6% nel 1944), la già nominata Val Martello e la Valle del Braulio col 10,3% (15,6% nel 1944).

Trascurando i piccoli bacini forniti di uno o, al massimo, due piccoli ghiacciai, come quelli del Vallecetta, di Rezzo, delle Messi e simili, la percentuale di aree glacializzate del gruppo ammonta a 12,1% (nel 1944 era del 16,9%).

Ne viene di conseguenza che le valli di Gavia, della Mare, di Trafoi, di Lasa, di Solda, dello Zembrù e la Val Furva hanno uno sviluppo glaciale superiore alla media, le valli del Lago Verde, di Rabbi, del Monte, del Braulio e la Val Martello uno sviluppo inferiore.

Se poi ci riferiamo a tutto intero il gruppo montuoso, la percentuale dell'area glacializzata risulta assai più bassa e cioè del 4,72% (nel 1944 era del 6,7%).

È ovvio che la cifra che esprime l'intensità della glaciazione di un gruppo montuoso dipende dall'area che si considera o, in altre parole, dai limiti che si attribuiscono al gruppo stesso. Con tutto ciò la cifra ottenuta da L. Kurowsky (1889), pur riferendosi alla stessa area totale, è assai superiore e cioè il 9,4%. Ma L. Kurowsky si riferiva all'area glaciale ottenuta da E. Richter (1888) che, come abbiamo visto, è notevolmente superiore (191,53 km²) a quella calcolata da noi.

9. Il limite climatico delle nevi permanenti.

Per limite climatico delle nevi permanenti intendiamo (Desio, 1959) la linea che segna il limite inferiore della regione nella quale cade maggiore quantità di neve di quanta non ne venga fusa dal calore solare, sopra un piano orizzontale, nello stesso periodo di tempo.

L'esposizione critica dei vari metodi di calcolo o di stima dell'altezza del limite climatico delle nevi permanenti che si può trovare nelle opere generali di glaciologia come quelle di A. Heim (1885), di H. Hess (1904), di J. K. Drygalsky e F. Machatschek (1942), di R. v. Klebelsberg (1948-49), di J. L. Charlesworth (1957), di L. Lliboutry (1964-65), ecc., oltre che in opere particolari come quelle di E. Richter (1888), di O. Marinelli sulle Alpi Venete (1910), di G. Dainelli e O. Marinelli sul Karakorum (1928), ecc., ci esime di ritornare ancora su questo argomento. Basterà che accenniamo per sommi capi ai vari metodi, con l'avvertenza che nessuno fornisce valori esatti, ma solo più o meno largamente approssimati e che anche i valori che talora si sono ottenuti con misure dirette, non si sono dimostrati molto attendibili.

1. *Metodo delle cime* (F. Simony, s.d.): il limite delle nevi giace fra l'altezza delle cime più basse provviste di ghiacciai e le cime più alte che, pur possedendo forma adatta ad accoglierli, ne sono prive.

2. *Metodo dell'altezza media* (L. Kurowski, 1891): il limite delle nevi corrisponde, approssimativamente, all'altezza media della superficie dei ghiacciai.

3. La media aritmetica fra l'altezza media delle creste del recinto montuoso e l'altezza della fronte del ghiacciaio dovrebbe fornire un valore prossimo a quello del limite delle nevi (H. v. Hoefler, 1922). Per la difficoltà pratica di determinare l'altezza media delle creste è di largo uso una semplificazione consistente nel sostituire tale media con la quota della cima più elevata del recinto montuoso; chiameremo questo metodo « metodo Hoefler semplificato ».

4. La media aritmetica fra l'altezza del crepaccio periferico e del punto di emergenza delle morene mediane corrisponde, approssimativamente, all'altezza del limite delle nevi (H. F. Reid, 1896).

5. L'altezza del punto di emergenza delle morene laterali corrisponde all'altezza del limite delle nevi (N. Lichteneker, 1937).

6. Il limite delle nevi corrisponde, approssimativamente, almeno nei ghiacciai vallivi, all'altezza della curva che divide la regione di alimentazione dalla regione di ablazione nel rapporto di 3 : 1 (E. Brückner, 1906).

7. Nei ghiacciai vallivi il limite delle nevi corrisponde all'altezza di quella curva di livello che separa la parte superiore concava da quella inferiore convessa della superficie del ghiacciaio (H. Hess, 1904).

8. Il limite climatico delle nevi corrisponde all'altitudine di ablazione nulla, o linea di equilibrio di un ghiacciaio, determinata mediante lo studio del bilancio di massa di un ghiacciaio a diverse altitudini durante un periodo di più anni (L. Lliboutry, 1964-65).

9. Il limite delle nevi deve trovarsi superiormente alla zona altimetrica più bassa nella quale incomincia a prevalere la superficie libera dalle nevi permanenti, ma inferiormente alla zona altimetrica a massimo rivestimento nevoso, ossia alla media dei due valori.

È evidente che non tutti i ghiacciai si prestano ugualmente bene all'applicazione dei vari metodi. Su alcuni appare più adatto uno, su altri un altro. Ma ciò porterebbe a risultati eterogenei, ossia non paragonabili fra loro, poichè se è vero che il limite climatico delle nevi permanenti è unico per un'area non eccessivamente vasta e che quindi tutti i metodi dovrebbero, teoricamente, portare allo stesso risultato, è altrettanto vero che con nessun metodo si ottiene, come abbiamo già detto, un risultato esatto, ma solo più o meno largamente approssimato.

D'altra parte per arrivare ad una valutazione dell'altezza del limite climatico delle nevi sul nostro gruppo non è necessario applicare i nove metodi a tutti i centotrentadue ghiacciai. Trattandosi di una condizione climatica, non può essere molto diversa nelle varie parti del gruppo e non può essere diversa per due ghiacciai vicini, simili ed ugualmente esposti. Occorre, infatti, tenere ben distinto quello che è il limite *climatico* delle nevi permanenti, da quello

che è il limite *orografico*, cioè quello che dipende anche dalle condizioni orografiche, in base alle quali va appunto calcolato un certo coefficiente di correzione che si usa chiamare *coefficiente orografico*.

10. Il coefficiente orografico.

Abbiamo preso finora in esame ghiacciai per i quali il coefficiente orografico si può ritenere nullo o quasi nullo. Nella maggior parte dei casi occorre, invece, tenerne conto e per far ciò occorre, innanzitutto, darne la definizione.

Per *coefficiente orografico* s'intende comunemente il numero di metri di cui l'altezza media del ghiacciaio sta al di sotto o al di sopra del limite climatico delle nevi per l'influenza esercitata dai fattori orografici, e soprattutto dalla forma della cavità nella quale è contenuto il ghiacciaio e dalla sua orientazione.

Possiamo, intanto, distinguere due elementi che formano questo coefficiente, e cioè uno determinato dall'esposizione (coefficiente d'esposizione) e l'altro determinato dalla morfologia (coefficiente morfologico).

Per determinare il coefficiente d'esposizione A. Desio aveva calcolato la media delle differenze in più ed in meno fra l'altezza media della superficie dei vari ghiacciai, che corrisponde all'altezza del limite orografico delle nevi, e l'altezza del limite climatico delle nevi, suddividendo i dati in base all'esposizione dei ghiacciai. I valori medi in metri per ciascuna esposizione erano nel 1944, allorchè il limite climatico delle nevi era stato determinato a 3050 m, i seguenti:

Tabella 10.

N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE
-110	-108	-83	-91	+12	+95	+70	+201
S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
+63	-	+87	+55	+83	+14	-40	-16

Da questo elenco e dal diagramma con linea continua di fig. 16 si vede subito l'influenza dell'esposizione. Infatti le direzioni con componente N hanno tutte segno negativo, eccetto la direzione WNW, e tutte quelle con componente S hanno segno positivo.

Sempre con riferimento al valore di 3050 m, i valori medi in metri per ciascuna esposizione erano nel 1961 i seguenti:

Tabella 11.

N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	S
-108	-83	-121	-38	+72	+67	+159	+67
S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
+186	+205	+125	-	+48	-8	-38	+11

Mediante questi valori è stato tracciato il diagramma con linea a tratti della fig. 16.

Dall'osservazione di entrambi i diagrammi si può notare come questi non rappresentino i veri valori del coefficiente d'esposizione, ma valori ora in eccesso ed ora in difetto per cause morfologiche come la pendenza del ghiacciaio, il dislivello fra questo e la quota più alta della cresta sovrastante ed il tipo morfologico del ghiacciaio.

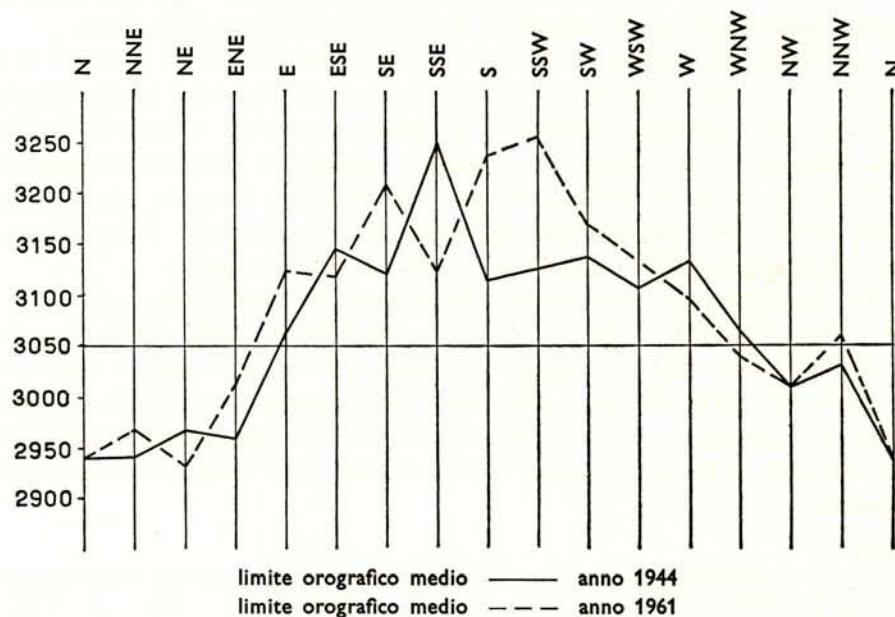


Fig. 16 - Limite orografico medio delle nevi negli anni 1944 e 1961 in funzione dell'esposizione.

Allo scopo di determinare questi valori in eccesso o in difetto è opportuno prendere in esame il coefficiente d'esposizione di una superficie verticale situata alla latitudine di 46° N, che è il valore della latitudine media della zona in esame.

Questo coefficiente si può ricavare dal diagramma eliorapportatore di M. Umiltà (1939) di fig. 17, costruito per la latitudine di 46° N, che permette di determinare le condizioni di soleggiamento di qualsiasi punto ad una qualsiasi data dell'anno, in quanto fornisce le immagini delle traiettorie apparenti percorse dal sole in un anno rispetto ad un punto terrestre di latitudine nota.

È stata poi misurata la lunghezza di ognuna di queste traiettorie ed è stata moltiplicata per il numero dei giorni dell'anno (1, 15, 23) per i quali la traiettoria rappresenta il valore medio; la somma di queste lunghezze risulta uguale a 7182,2 cm. Questo numero è rappresentato nei diagrammi di fig. 18

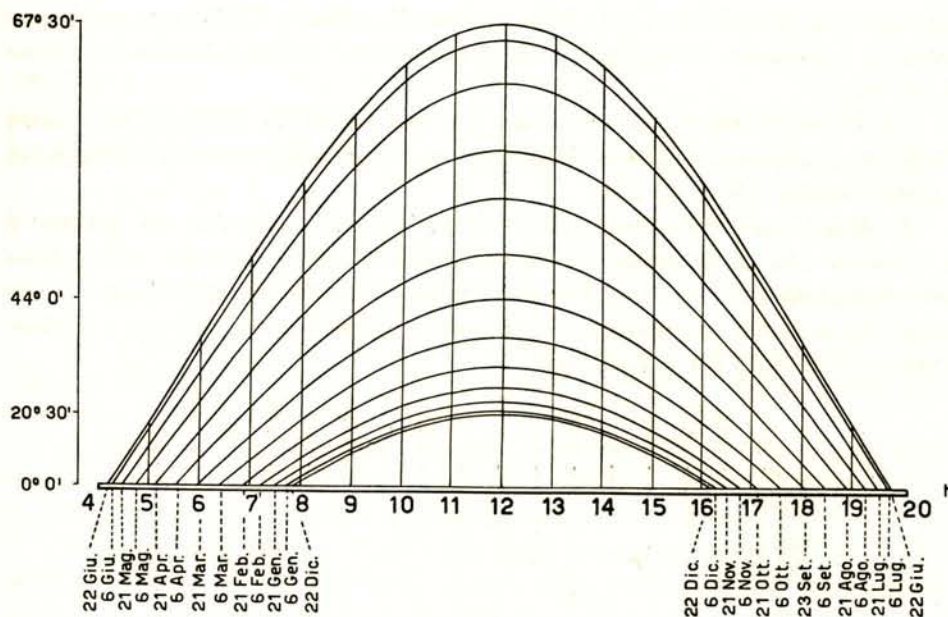


Fig. 17 - Diagramma eliorapportatore di M. Umiltà.

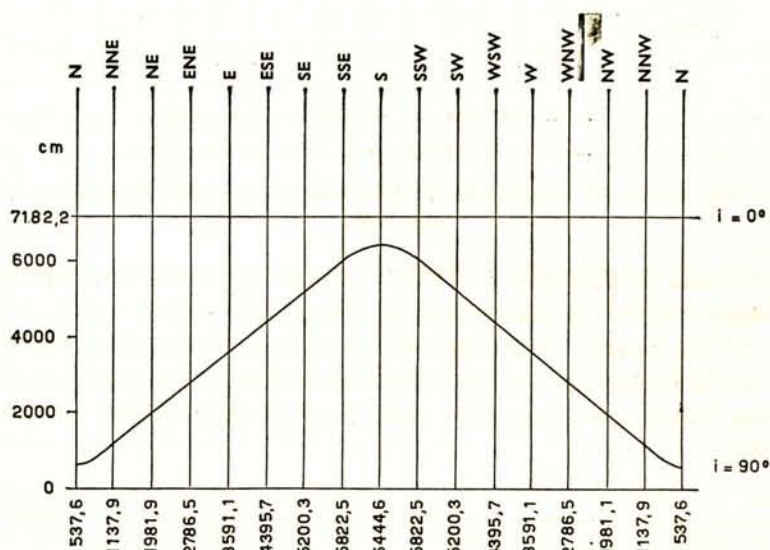


Fig. 18 - Diagrammi dei coefficienti d'esposizione per una superficie orizzontale e per una superficie verticale alla latitudine di 46° N.

con una retta parallela all'asse delle ascisse, di ordinata 7182,2 cm, corrispondente al coefficiente d'esposizione di una superficie orizzontale alla latitudine di 46° N.

Lo stesso coefficiente d'esposizione per una superficie verticale, alla stessa latitudine è rappresentato dalla sinusoide avente l'ordinata massima di 6444,6 cm e quella minima di 537,6 cm.

Il diagramma del coefficiente d'esposizione dei ghiacciai del gruppo è in relazione con la sinusoide precedente poichè tutte le superfici con inclinazione compresa fra $i = 0^\circ$ ed $i = 90^\circ$ hanno coefficienti d'esposizione rappresentati da sinusoidi con massimo compreso fra 6444,6 cm e 7182,2 cm e minimo compreso fra 537,6 cm e 7182,2 cm.

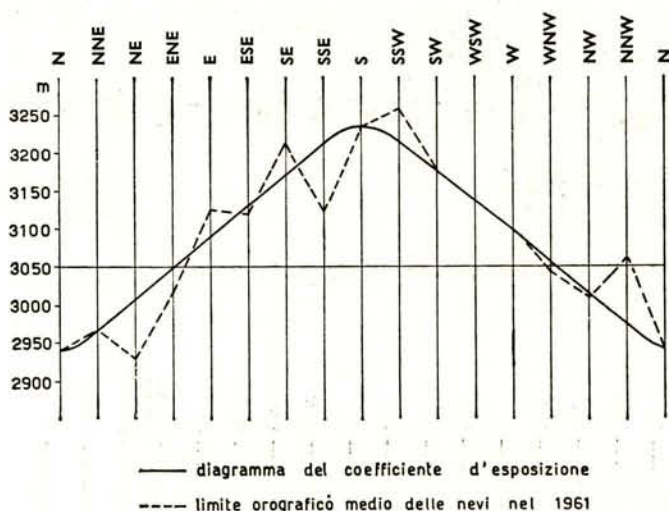


Fig. 19 - Diagrammi del coefficiente d'esposizione e del limite orografico delle nevi nel 1961.

Deformando la sinusoide $i = 90^\circ$ in modo tale che il suo minimo ed il suo massimo vengano a coincidere rispettivamente con i valori -108 m e $+186$ m del diagramma di fig. 16 relativo al coefficiente d'esposizione per i ghiacciai nell'anno 1961, si ottiene il diagramma di fig. 19 dal quale si ricavano, per ciascuna esposizione, i seguenti valori medi in metri riferiti all'ordinata di quota 3050 m:

Tabella 12.

N -108	NNE - 81	NE - 41	ENE - 1	E +39	ESE +79	SE +119	SSE +159
S +186	SSW +159	SW +119	WSW +79	W +39	WNW - 1	NW - 41	NNW - 81

Le differenze fra questi valori e quelli ricavati per il 1961 sono le seguenti:

Tabella 13.

N 0	NNE +2	NE +80	ENE +37	E -33	ESE +12	SE -40	SSE +92
S 0	SSW -46	SW -6	WSW (-10)	W -9	WNW +7	NW -3	NNW -92

Per cercare le cause di queste differenze occorre notare, innanzitutto, come il coefficiente d'esposizione, rappresentato dalla sinusoide, tenga conto della sola radiazione solare e non dell'influenza del vento.

A causa di quest'ultima i ghiacciai aventi esposizione con componente ovest sono colpiti dai venti provenienti da occidente, mentre i ghiacciai aventi esposizione con componente est sono colpiti dai venti provenienti da oriente.

In generale in tutta la Lombardia ed in particolare sullo Stelvio le precipitazioni più continue sono portate dalle nubi provenienti da est, mentre i temporali provengono quasi esclusivamente da ovest ed in tutta l'alta Lombardia dominano durante tutto l'anno i venti provenienti da NE, da E e da SE.

Possiamo pertanto affermare che i ghiacciai aventi esposizione con componente est sono frequentemente colpiti dai venti umidi apportatori di precipitazioni e quindi favorevoli ad un abbassamento del limite delle nevi, mentre quelli aventi esposizione con componente ovest sono poco colpiti dai venti.

Occorre poi notare come l'inclinazione dei ghiacciai accentui le differenze tra la radiazione solare ricevuta da un versante con componente sud ed un versante con componente nord in quanto, rispetto ad una superficie orizzontale, risulta quanto figura nella tabella seguente:

Tabella 14.

	A sud	A nord
Radiazione diretta nelle prime ed ultime ore del giorno	diminuzione	aumento
Radiazione diretta nelle ore intermedie	aumento	diminuzione
Radiazione diffusa dai versanti opposti	aumento	aumento

La maggiore inclinazione dei ghiacciai tende quindi ad abbassare maggiormente il coefficiente orografico di quelli aventi esposizione con componente nord e ad innalzare il coefficiente dei ghiacciai ad esposizione con componente

sud, specialmente a causa della maggior intensità della radiazione solare riflessa e diffusa dai versanti esposti a mezzogiorno rispetto a quelli esposti a tramontana.

Sebbene il diagramma di fig. 19 rispecchi sia l'effetto dell'azione del vento, sia l'effetto dell'inclinazione, è impossibile esaminare quantitativamente l'entità di questi fenomeni prima di aver determinato il valore del coefficiente morfologico medio. Per determinare questo coefficiente, che deriva esclusivamente dal tipo morfologico dei ghiacciai, è necessario prendere, innanzi tutto, in esame il tipo di alimentazione di ogni singolo ghiacciaio onde vedere quale sia l'influenza di quest'ultimo fattore.

I tipi di alimentazione sono tre: diretta, diretta e da valanghe, da valanghe e rigenerata. La media delle altezze medie dei ghiacciai per ognuna di queste alimentazioni dà, rispetto alla quota 3050 m ed alla quota che si ottiene deducendo il coefficiente d'esposizione del diagramma di fig. 16, i seguenti valori:

Tabella 15.

	Rispetto a 3050 m	Dedotto il coefficiente di esposiz.	N. ghiacciai	Rispetto a 3050 m	Dedotto il coefficiente di esposiz.	N. ghiacciai
Alimentazione diretta	+ 19 m	+ 30 m	67	+ 16 m	+ 28 m	65
Alimentazione diretta e da valanghe	+ 25 m	- 10 m	35	+ 31 m	- 12 m	33
Alimentazione da va- langhe e rigenerata	-162 m	-138 m	9	-156 m	-132 m	7

I dislivelli della prima colonna del primo gruppo sono quelli relativi a tutti i ghiacciai con una data alimentazione, quelli scritti nella prima colonna del secondo gruppo si riferiscono agli stessi ghiacciai esclusi i due che danno i valori che si scostano di più dal valore medio.

Dall'esame dei valori della seconda colonna del secondo gruppo si ricava che la correzione relativa che va fatta al coefficiente di esposizione è uguale a 0 per l'alimentazione diretta, a -40 m per l'alimentazione diretta e da valanghe ed a -160 m per l'alimentazione da valanghe e rigenerata.

Esaminando la distribuzione degli otto tipi morfologici di ghiacciai in relazione alla loro esposizione, la differenza media fra la quota 3050 m e la quota dell'altezza media della superficie dei ghiacciai di un dato tipo morfologico e di una data esposizione, la differenza media fra le quote della sinusoide deformata di fig. 19, tenuto conto della correzione da apportare per il tipo di alimentazione, e la quota dell'altezza media degli stessi ghiacciai, nonchè le medie di quest'ultimo valore per ciascun tipo morfologico, possiamo concludere che in

media le quote della sinusoide deformata di fig. 19 sono rispettivamente: inferiori di 22 m alla quota dell'altezza media della superficie dei ghiacciai di tipo vallivo, inferiori di 80 m alla quota dell'altezza media della superficie dei ghiacciai di pendio, ecc. Quindi il coefficiente morfologico medio ha per i dieci tipi morfologici di ghiacciai considerati i seguenti valori:

ghiacciai vallivi	+ 22 m
ghiacciai di pendio	+100 m
ghiacciai di falda	+ 26 m
ghiacciai di ripiano	- 1 m
ghiacciai di circo	- 2 m
ghiacciai di vallone	+ 23 m
ghiacciai di pianoro	+391 m
ghiacciai di crinale	+ 41 m

Sono state poi valutate le influenze del vento e dell'inclinazione dei ghiacciai. In conseguenza di queste la sinusoide deformata di fig. 19 va modificata secondo i dati della seguente tabella:

Tabella 16.

N -100	NNE - 94	NE - 54	ENE - 14	E +39	ESE +84	SE +124	SSE +164
S +212	SSW +193	SW +153	WSW +113	W +68	WNW +15	NW - 25	NNW - 65

Nel diagramma di fig. 20 è rappresentata la sinusoide modificata secondo i valori scritti sopra.

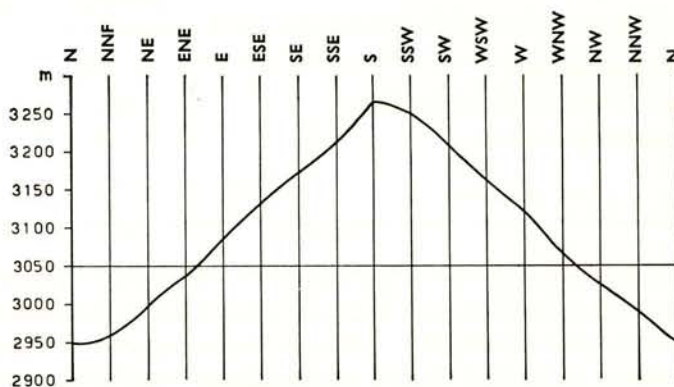


Fig. 20 - Diagramma del coefficiente d'esposizione tenendo conto degli effetti del vento e dell'inclinazione.

Possiamo ora ritenere di conoscere il valore del coefficiente d'esposizione ed il valore medio del coefficiente morfologico, sempre con riferimento alla quota di 3050 m, altezza del limite climatico delle nevi nell'anno 1944.

Abbiamo parlato di coefficiente morfologico medio poichè i ghiacciai di uno stesso tipo morfologico possono differenziarsi per la forma delle pareti, per la natura geologica, per la diversa inclinazione del terreno sul quale giace il ghiacciaio e per il diverso tipo di alimentazione.

Consideriamo, per esempio, il Ghiacciaio dei Camosci e il Ghiacciaio Sud-occidentale del Confinale; si tratta in entrambi i casi di ghiacciai di circo aventi la stessa esposizione S ma con caratteristiche diverse, come risulta dalla tabella seguente:

Tabella 17.

	Ghiacciaio dei Camosci	Ghiacciaio SW del Confinale
Dislivello fra la cima più alta sovrastante ed il punto più alto del ghiacciaio	592 m	95 m
Natura geologica	calcare	fillade
Inclinazione della superficie ghiacciata	26°	17°
Alimentazione	valanghe	diretta e valanghe
Coefficiente orografico riferito alla quota 3050 m	- 85 m	+ 183 m

Il valore del coefficiente orografico dovrebbe essere:

Tabella 18.

	Ghiacciaio dei Camosci	Ghiacciaio SW del Confinale
Coefficiente di esposizione	+ 212 m	+ 212 m
Coefficiente per il tipo di alimentazione	- 160 m	- 40 m
Coefficiente morfologico medio	+ 2 m	+ 2 m
<i>Totale</i>	+ 50 m	+ 170 m

Invece per il Ghiacciaio dei Camosci questo coefficiente è inferiore al valore precedente di 135 m e per il Ghiacciaio Sud-occidentale del Confinale è superiore di 13 m e pertanto la differenza fra i due coefficienti orografici è di 148 m. Riteniamo che questa differenza derivi principalmente dall'altezza delle pareti rocciose che circondano il Ghiacciaio dei Camosci e ne riducono pertanto l'insolazione.

Per cercare una conferma a quanto si è detto sopra esaminiamo il caso del Ghiacciaio di Dentro del Cristallo e del Ghiacciaio Nord-orientale del San Giacomo, entrambi ghiacciai di circo ed esposti a nord, e con le altre caratteristiche sopra esaminate pressochè simili, come si desume dallo specchio seguente:

Tabella 19.

	Ghiacciaio di Dentro del Cristallo	Ghiacciaio NE del S. Giacomo
Dislivello fra la cima più alta sovrastante ed il punto più alto del ghiacciaio	284 m	270 m
Natura geologica	calcare	fillade
Inclinazione della superficie ghiacciata	22°	22°
Alimentazione	diretta e valanghe	diretta e valanghe
Coefficiente orografico riferito alla quota 3050 m	-205 m	-155 m

Il valore del coefficiente orografico dovrebbe essere per entrambi i ghiacciai uguale a -142 m, come si deduce dal seguente calcolo:

Coefficiente di esposizione	-100 m
Correzione per tipo di alimentazione	- 40 »
Coefficiente morfologico medio	- 2 »
<i>Somma</i>	-142 m

Invece per il Ghiacciaio di Dentro del Cristallo questo valore è inferiore al valore precedente di 63 m e per il Ghiacciaio NE del S. Giacomo è inferiore di 13 m e quindi la differenza fra i due coefficienti orografici è soltanto di 50 m, come volevasi dimostrare.

Prima di passare ad altro argomento osserviamo come alcuni ghiacciai di tipo morfologico diverso ed aventi un'esposizione determinata, hanno l'altezza media della superficie uguale o poco diversa dall'altitudine di 3050 m.

Si tratta dei seguenti ghiacciai:

Tabella 20.

Ghiacciaio di Dentro del Pasquale	3040 m	-10 m
Ghiacciaio dei Forni	3052 m	+ 2 m
Ghiacciaio Meridionale di Val dell'Alpe	3060 m	+10 m
Ghiacciaio del Passo Fontana Bianca	3045 m	- 5 m
Ghiacciaio di Pracupola	3045 m	- 5 m
Ghiacciaio Inferiore del Gioveretto	3055 m	+ 5 m
Vedretta Ultima	3050 m	0 m
Ghiacciaio delle Laste	3060 m	+10 m

Questi otto ghiacciai sono lungi dal presentare quelle condizioni ideali cui si riferisce il concetto teorico di limite climatico delle nevi e quindi la quasi coincidenza altimetrica del limite orografico con quello climatico delle nevi deve derivare da compensi fra fattori positivi e fattori negativi. Infatti per gli otto ghiacciai sopra considerati si hanno:

Tabella 21.

	Coeffic. d'esposiz. m	Correz. alim. m	Coeffic. morf. medio m	Totale m	Coeffic. orograf. m	Differen. m
Ghiacciaio di Dentro del Pasquale	+ 15	-160	+100	- 45	-10	+ 35
Ghiacciaio dei Forni	- 65	0	+ 22	- 43	+ 2	+ 45
Ghiacciaio Merid. di Val dell'Alpe	+ 84	0	- 2	+ 82	+10	+ 72
Ghiacciaio Passo Fontana Bianca	+ 39	0	- 2	+ 37	- 5	- 42
Ghiacciaio di Pracupola	- 94	0	- 2	- 96	- 5	+ 91
Ghiacciaio Inferiore centrale del Gioveretto	-100	0	- 2	-102	+ 5	+107
Vedretta Ultima	-100	0	+ 23	- 77	0	+ 77
Ghiacciaio delle Laste	+ 68	0	- 2	+ 66	+10	- 56

Osserviamo infine come i ghiacciai che presentano la massima differenza nei valori fra il limite orografico ed il limite climatico sono il Ghiacciaio Orientale del Vioz, con un valore di + 430 m, e il Ghiacciaio Basso del Marlet, con un valore di -485 m. I due ghiacciai hanno le seguenti caratteristiche:

Tabella 22.

	Coeffic. esposiz. m	Correz. alim. m	Coeffic. morf. medio m	Totale m	Coeffic. orograf. m	Differen. m
Ghiacciaio Orientale del Vioz	+212	0	+100	+312	+430	+118
Ghiacciaio Basso del Marlet	- 54	-160	+ 23	-291	-485	-194

L'eccesso dell'altezza del limite orografico delle nevi nel caso del Ghiacciaio Orientale del Vioz è causato dalla notevole inclinazione di questo ghiacciaio (33°), troppo elevata per dare alimento a lunghe colate terminali che qui sono troncate a causa della forte pendenza.

La minima altezza del limite orografico delle nevi nel caso del Ghiacciaio del Marlet è la diretta conseguenza del tipo di alimentazione che in questo caso è non soltanto dovuta alle valanghe, ma anche ai seracchi, per cui il limite orografico delle nevi risulta sensibilmente abbassato.

11. Determinazione del limite climatico delle nevi nell'Ortles-Cevedale nel 1944.

Passiamo ora all'applicazione pratica al nostro gruppo di alcuni dei metodi indicati.

Nel 1944 esistevano alcuni ghiacciai, attualmente estinti, come il Ghiacciaio di Flim e il Ghiacciaio dello Scurluzzo che ben si prestavano al calcolo del limite climatico delle nevi.

Il primo occupava una posizione eccentrica verso nord-est rispetto al centro di figura del mantello glaciale del gruppo. Si trattava di un piccolo ghiacciaio di vallone, di forma subrettangolare, uniformemente inclinato ed esposto a nord-nord-ovest. La sua superficie giaceva fra 3080 m e 2905 m per cui l'altezza media era da ritenere 2993 m. Il *coefficiente orografico* era insignificante e la esposizione settentrionale. Affidandoci anche per il Ghiacciaio di Flim al metodo orografico si trovava che il versante settentrionale della cresta presentava condizioni adattissime allo sviluppo di un ghiacciaio sul pianoro fra 3107 m e 3050 m, avente un'altezza insufficiente per un'esposizione meridionale, ma più che sufficiente per una esposizione settentrionale.

Il Ghiacciaio dello Scurluzzo era un piccolo ghiacciaio di pendio esposto a nord, situato presso il Passo dello Stelvio, di forma subrettangolare e di pendenza uniforme. I due punti più alto e più basso erano a 3090 m e 2891 m di altezza; la loro media di 2990 m era molto prossima all'altezza media della superficie del ghiacciaio che non era dunque molto diversa da quella del Ghiacciaio di Flim.

Considerando la sola lingua del ghiacciaio come la vera ed unica zona di ablazione, il limite climatico delle nevi avrebbe dovuto trovarsi fra 2800 e 2900 m, cioè intorno a 2850 m s.l.m. A questa altezza corrispondeva anche, approssimativamente, la curva di livello che separava le isoipse concave da quelle convesse verso la fronte del ghiacciaio, che qualcuno utilizza pure per il calcolo dell'altezza del limite climatico delle nevi. Che la quota di 2850 m sia eccessivamente bassa risulta però anche dall'altitudine di altri ghiacciai minori vicini.

Un altro ghiacciaio era il Ghiacciaio delle Marmotte, esposto a SSE, compresa fra 3005 m e 3159 m, con un'altezza media di 3082 m. Questo ghiacciaio era assai meglio utilizzabile dell'altro e la sua altezza media, corrispondeva quasi perfettamente a quella del Caresèr, calcolata col metodo di Kurowski in 3084 m.

Anche il Ghiacciaio del Caresèr confortava quindi le valutazioni precedenti fondate sul metodo dell'altezza media. Non tornavano, invece, i risultati che si ottenevano con il metodo delle curve di livello (H. Hess, 1904). Applicando poi il metodo delle proporzioni fra zona d'ablazione e zona d'alimentazione (E. Brückner, 1919) di 1 : 3 si trovava un valore di 3044 m, leggermente più basso (40 m) rispetto al valore dell'altezza media.

12. Determinazione del limite climatico delle nevi nel 1961.

Nella tabella seguente sono stati riportati i valori del limite delle nevi calcolato con tre metodi (Kurowsky, Hoefer, Hoefer semplificato) per trenta ghiacciai del gruppo dell'Ortles-Cevedale.

Tabella 23.

Nome del ghiacciaio	Altezza del limite delle nevi (m)		
	Metodo Kurowski	Metodo Hoefer	Metodo Hoefer sempl.
Ghiacciaio dei Vitelli	3005	2953	3008
Ghiacciaio di Mezzo del Cristallo	2828	2835	2857
Ghiacciaio di Campo	3080	3113	3145
Ghiacciaio dello Zebrù	3200	3163	3260
Ghiacciaio dei Castelli	2955	2962	2977
Ghiacciaio del Gran Zebrù	3165	3238	3395
Ghiacciaio di Cedei	3229	3135	3229
Ghiacciaio Meridionale del Rosole	3217	3156	3219
Ghiacciaio dei Forni	3052	2968	3052
Ghiacciaio del Dosegù	3185	3184	3242
Ghiacciaio degli Orsi	3265	3216	3303
Vedretta Rossa	3085	3085	3107
Ghiacciaio Venezia	3250	3235	3272
Ghiacciaio della Mare	3155	3082	3164
Ghiacciaio del Caresèr	3025	3004	3068
Ghiacciaio di Soi	3025	2988	3049
Ghiacciaio Inferiore del Gioveretto	3020	3044	3087
Ghiacciaio di Grames	3010	2972	3037
Ghiacciaio di Serana	3080	3027	3093
Vedretta Alta	2980	2982	3023
Ghiacciaio del Cevedale	3160	3097	3182
Vedretta Lunga	2965	2970	3003
Ghiacciaio di Lasa	2980	2983	3025
Ghiacciaio Basso dell'Angelo	2885	2933	2997
Ghiacciaio di Solda	2930	2929	3080
Ghiacciaio Alto dell'Ortles	3360	3353	3360
Ghiacciaio Basso dell'Ortles	2888	2914	3044
Ghiacciaio di Trafoi	2878	2891	2918
Ghiacciaio del Madaccio	2925	2907	2934
Vedretta Piana	3010	3012	3024

Confrontando fra di loro i dati delle tre colonne della tabella precedente vediamo come l'altezza del limite delle nevi ricavata coi metodi di Kurowsky e di Hoefer risulti sempre minore di quella ricavata con l'altro metodo. Facendo la media aritmetica dei valori contenuti nelle tre colonne otteniamo i seguenti

valori del limite climatico delle nevi: con il metodo di Kurowski 3060 m, con il metodo di Hoefer 3044 m, con il metodo Hoefer semplificato 3105 m.

Il metodo di Kurowski e quello di Hoefer praticamente si equivalgono nella determinazione dell'altezza del limite climatico delle nevi, mentre quello semplificato fornisce valori più elevati. Possiamo quindi ritenere come più attendibile la quota di 3060 m come altezza del limite climatico delle nevi nel 1961.

13. Confronti con i valori antecedenti del limite climatico delle nevi.

Per quanto i primi tentativi di valutazione del limite climatico delle nevi relativamente al nostro gruppo risalgano a H. e A. Schlagintweit (1850) ed a J. Payer (1872), solo i calcoli di E. Richter (1888), eseguiti con metodo e fondati su elementi topografici senza paragone più sicuri di quelli dei predecessori, possono essere qui presi in considerazione.

Ecco ora i risultati di E. Richter messi a paragone con quelli di A. Desio:

Tabella 24.

	E. Richter (1888)	A. Desio (1944)
Versante N	non sotto 2900 m	3000 m
Versante S	3000-3100 m	3100 m
Altezza limite nevi	sopra 2900 m	3050 m

I valori ottenuti di E. Richter e da A. Desio sono dunque, in complesso molto vicini, ma quelli di E. Richter sembrano leggermente più bassi. E. Richter non si pronunzia sopra una cifra unica, ma si direbbe che tale cifra, in ogni modo, debba essere inferiore a 3050 m. Anche se prendiamo il valore più elevato troviamo che questo è inferiore al nostro di 50 m. C'è da chiedersi, a questo punto, se la differenza dipenda da incertezze o inesattezze di calcoli, o se il limite climatico delle nevi dal 1888 al 1944 si sia innalzato di una cinquantina di metri. L'accuratezza delle ricerche di E. Richter ci inducono ad escludere inesattezze di calcoli. Quel che è certo è che le quote delle fronti dei ghiacciai riferite da E. Richter confrontate con le nostre sono sempre inferiori a queste ultime e, non di rado, di parecchie decine di metri. È evidente che se ci riferissimo per il calcolo dell'altezza del limite delle nevi al metodo della media aritmetica fra l'altezza media delle creste del recinto montuoso e la quota più bassa della fronte, troveremmo un sensibile e generale innalzamento dei valori dal 1888 ad oggi. Se questo vale per ogni singolo ghiacciaio deve anche valere per il valore medio, ossia per quello che esprime l'altezza del limite delle nevi.

Fin qui il confronto fra i valori ottenuti da E. Richter e da A. Desio: per confrontare questi ultimi con i valori dell'anno 1961 abbiamo calcolato la media delle altezze medie dei ghiacciai dei versanti settentrionale e meridionale, nonché la media delle stesse altezze medie di tutti i ghiacciai del gruppo, negli anni 1944 e 1961, ottenendo i seguenti valori:

Tabella 25.

	Anno 1944	Anno 1961	Differenze 1961-44
Versante N	3021 m	3044 m	+ 13 m
Versante S	3051 m	3073 m	+ 22 m
Media complessiva	3040 m	3049 m	+ 9 m

Il limite climatico delle nevi si è dunque innalzato, dal 1944 al 1961, di almeno 9 m e pertanto i suoi valori più probabili sono rispettivamente: per il versante N: 3010 m; per il versante S: 3110 m e come media: 3060 m, come si è già detto.

D. LE VARIAZIONI DEI GHIACCIAI

1. Oscillazioni delle fronti dei ghiacciai.

Lo studio delle oscillazioni delle fronti dei ghiacciai del nostro gruppo può essere diviso in cinque periodi: *a*) variazioni preistoriche; *b*) variazioni storiche anteriori al secolo XIX; *c*) variazioni fra il 1860 e il 1914; *d*) variazioni dal 1915 al 1924; *e*) variazioni posteriori al 1924. La ragione di queste suddivisioni sta nel diverso grado di approssimazione o di diffusione delle misure, le quali sono costituite da elementi di tempo e da elementi di spazio. I secondi sono in tutti i casi calcolabili con notevole esattezza trattandosi di misurare distanze e dislivelli fra due punti di cui uno è rappresentato dalla fronte dei ghiacciai attuali, l'altro o da segnali artificiali o da segni naturali come sono, ad esempio, le morene abbandonate. Tali misure possono venire eseguite o direttamente sul terreno o sulle carte topografiche. Le variazioni più antiche dei tipi *a* e *b*, sono in parte misurate direttamente, in parte sulle carte; le altre per lo più direttamente. L'elemento tempo è misurabile esattamente dopo il 1864, data in cui è stato posto il primo segnale per lo studio delle variazioni delle fronti; ma il confronto fra carte topografiche a grande scala può condurre a qualche misura accettabile.

Anteriormente, invece, le misure erano solo approssimate e lo erano tanto meno quanto più si risale nel tempo. La determinazione cronologica delle oscillazioni delle fronti anteriori al secolo XIX è riferita, infatti, ad avvenimenti locali particolari, dai quali viene desunto un progresso o un regresso delle lingue

Tabella 26.

Data	Fase glaciale	Variazione dell'altezza del limite climatico delle nevi secondo		
		A. Penck & E. Brückner (1909)	R. v. Klebelberg (1935)	G. Goetzinger (1938)
1850 d.C.	Massima espansione		da -50 m a -70 m	da -50 m a -100 m
1820 d.C.	Massima espansione		da -50 m a -70 m	da -50 m a -100 m
1640-1630 d.C.	Stadio di Fernau		da -50 m a -70 m	da -100 m a -200 m
7000-7500 a.C.	Stadio di Egessen		da -100 m a -120 m	-300 m
7000-7500 a.C.	Stadio di Daun	-300 m	-300 m	da -400 m a -500 m
	Stadio di Gschnitz II	-600 m	da -400 m a -500 m	da -600 m a -700 m
8500-9500 a.C.	Stadio di Gschintz I	-600 m	-600 m	da -600 m a -700 m
	Stadio di Schlern		-900 m	da -800 m a -900 m
	Stadio di Bühl	-900 m	-900 m	da -1100 m a -1200 m
	Stadio di Ammersee		da -1000 m a -1100 m	
10 000-12 000 a.C.	Würm III		-1200 m	

glaciali più prossime a luoghi abitati, di cui è rimasta, talvolta, traccia nelle cronache o nelle tradizioni del luogo. Si tratta, perciò, di dati saltuari, generalmente molto distanziati nel tempo in confronto alle misure posteriori e, nel maggior numero dei casi, solo largamente approssimati.

2. Schema degli stadi e dei depositi morenici di ritiro.

Prima di passare in rassegna le morene deposte dai ghiacciai attuali e da quelli recentemente estinti del nostro gruppo, sarà utile ricordare che A. Penck e E. Brückner (1909), R. von Klebelsberg (1935) e G. Goetzinger (1938) hanno determinato l'altezza del limite climatico delle nevi permanenti durante i vari stadi di ritiro dei ghiacciai würmiani e le fasi glaciali dell'epoca storica nelle Alpi riferendola all'altezza del limite climatico all'inizio del nostro secolo.

Nella tabella 26 abbiamo riepilogato i dati dei tre autori sopracitati.

Dall'esame delle ultime colonne della tabella vediamo come gli abbassamenti del limite delle nevi sia durante l'epoca storica che in quella preistorica siano, secondo G. Goetzinger, maggiori di quelli di R. von Klebelsberg e come le massime differenze si verifichino per lo stadio di Fernau e per lo stadio di Gschnitz II.

3. Variazioni preistoriche.

Durante l'ultima glaciazione quaternaria il gruppo dell'Ortles-Cevedale era rivestito da potenti masse di ghiaccio che confluivano nelle valli maggiori e andavano ad alimentare i grandi ghiacciai vallivi dell'Adda, dell'Oglio e dell'Adige. Una visione di quelle che erano durante il Würm le condizioni del nostro gruppo ci è stata offerta fin dal 1909 da A. Penck e E. Brückner nella loro opera sul Glaciale delle Alpi.

I ghiacciai dell'Ortles-Cevedale rappresentavano allora solo rami secondari di sistemi glaciali assai complessi che avevano il loro maggiore sviluppo fuori dal territorio considerato nel presente studio e solo alcune creste più elevate emergevano da quell'immane mantello di ghiacci.

Ma anche nel Postglaciale, durante le maggiori manifestazioni stadiali, le lingue principali si spingevano con le loro fronti oltre i limiti del nostro campo di studio.

Se cercassimo di calcolare l'altezza delle fronti glaciali sulla base dell'altezza del limite climatico delle nevi all'epoca degli stadi di Bühl e di Schlern nel nostro gruppo montuoso, troveremmo infatti, che le fronti sarebbero scese sotto lo sbocco delle maggiori valli, come la Val Furva, l'alta valle del Noce, la Val Martello, la Valle di Solda, la Valle di Trafoi ecc. e quindi fuori dall'area presa in esame. Per tale motivo tralasceremo di occuparci degli stadi suddetti ed inizieremo la rapida rassegna con lo stadio successivo.

Secondo lo schema di Penck e Brückner il limite climatico delle nevi corrispondente allo stadio di Gschnitz era situato 600 m più in basso di quello dell'inizio del nostro secolo, cioè a circa 2450 m s.l.m. Secondo Klebelsberg era 600 m più in basso durante lo stadio di Gschnitz I e da 400 a 500 m durante lo stadio di Gschnitz II; secondo Goetzinger era da 600 a 700 m al di sotto del limite odierno.

Penck e Brückner (1909) fanno qualche cenno sulle morene attribuibili a questo stadio nelle valli di Solda e di Trafoi; Hammer (1912) e Hammer e Trener (1908) relativamente alle valli del Monte, di Rabbi, Martello, di Lasa e di Solda; Nangeroni (1932) relativamente alla valle del Braulio.

Allo stato attuale delle nostre conoscenze riteniamo che siano da attribuire allo stadio di Gschnitz il vallo morenico-frontale di Castel Montani, presso Morter in Val Martello, a 838 m s.l.m., quello esistente allo sbocco della Valle di Lasa, presso la chiesetta di San Martino a 1051 m, ed i resti della morena di Prato Venosta sulla sinistra del Rio Solda a circa 925 m s.l.m., indicati da Hammer.

Secondo le nostre indagini occasionali ricordiamo infine che fra le tracce attribuibili allo stadio di Gschnitz vanno annoverati alcuni cordoni morenici della Valle di Rezzo, a sud-ovest del Corno di Boero, a quota $1400 \div 1520$ m e della Valle del Lago Verde presso S. Geltrude l'Ultimo, tra 1430 e 1590 m s.l.m.

Secondo lo schema di Penck e Brückner e di Klebelsberg, il limite climatico delle nevi corrispondente allo stadio di Daun era situato 250-300 m più in basso di quello dell'inizio del nostro secolo e cioè a circa 2700-2750 m s.l.m. Secondo Goetzinger da 400 a 500 m, ossia fra 2650 e 2350 m.

Fra le notizie di apparati morenici attribuibili a questo stadio forniteci dagli Autori precedenti ricordiamo le seguenti.

L. G. Nangeroni (1932) indica nella valle del Braulio gli archi morenici frontali del Piano di Pedenoletto a 2600 m sul mare, del Piano della Mogenaccia, pure a 2600 m sul mare, e del Piano di Scroluzzo a 2515 m sul mare.

Penck e Brückner (1909) ricordano in Valle di Solda la morena frontale di S. Geltrude che delimita un tipico bacino a lingua, in Valle di Trafoi la morena frontale del ghiacciaio principale presso lo sbocco della valletta che scende dalla Punta di Costalta (Hochleitenspitze); questa morena giace a circa 1500 m sul mare.

Secondo le nostre indagini occasionali gli archi morenici attribuibili allo stadio di Daun sono senza paragone più numerosi di quelli degli stadi antecedenti, tanto da poter dire che quasi ogni circo ed ogni vallone ne possieda.

Questa constatazione deriva tuttavia in parte dal maggiore sviluppo che hanno avuto le nostre ricerche nelle aree più prossime alle fronti dei ghiacciai attuali, in parte dal frazionamento che ha subito il manto glaciale, e conseguentemente, dall'aumento del numero dei ghiacciai per effetto del progressivo innalzamento del limite climatico delle nevi.

A proposito delle morene frontali attribuibili allo stadio di Daun dobbiamo rilevare che esse sono scaglionate ad altitudini sensibilmente diverse nelle varie valli. La media degli abbassamenti minimi e massimi rispetto alle fronti attuali si aggira fra 472 e 267 m. Nella Valfurva e nella Val Martello si notano differenze d'altezza dell'ordine di 200 m fra cordoni morenici di uno stesso ghiacciaio, uguali cioè alla differenza fra i valori medi degli abbassamenti massimi e minimi sopra indicati. Se l'attribuzione delle numerose morene allo stadio di Daun può essere ritenuta accettabile, dovremmo riconoscere due fasi di sosta nel ritiro dei ghiacciai durante tale stadio che potrebbero essere distinti come Daun I e Daun II. Durante il Daun I il limite climatico delle nevi si sarebbe trovato circa 500 m più in basso di quello attuale, durante il Daun II circa 300 m.

È ovvio che una distinzione fra le morene da attribuire al Daun I e quelle da riferire allo stadio di Daun II sia tutt'altro che agevole specialmente quando si tratta di valli o addirittura di bacini diversi.

Comunque, allo stato attuale delle nostre conoscenze possiamo ritenere:

a) che nella Valfurva e nella Val Martello sono presenti cordoni morenici sia del Daun I sia del Daun II e che vi sono ghiacciai che sotto alle fronti attuali presentano apparati morenici frontali sia dell'una, sia dell'altra fase di sosta;

b) che gli archi morenici frontali delle valli di Rezzo e del Monte sono in parte attribuibili al Daun I, in parte al Daun II;

c) che gli archi morenici della Valle del Lago Verde da noi identificati appartengono al Daun I;

d) che gli archi morenici alle valli del Zebrù, delle Messi e di Trafoi rappresentano il Daun II;

e) che nelle valli del Braulio, del Gavia, del Monte e di Solda, con gli elementi a nostra disposizione, è assai difficile fare una distinzione fra morene del Daun I e del Daun II.

Non è nemmeno agevole procedere all'attribuzione allo stadio di Egessen delle cerchie moreniche esistenti fra le fronti attuali e quelle riferite allo stadio di Daun se si considera che, secondo Klebelsberg (1935), il limite climatico delle nevi in quel tempo si sarebbe trovato da 100 a 120 m più in basso di quello dell'inizio del nostro secolo, mentre secondo Goetzinger (1938) tale abbassamento ammonterebbe a circa 300 m.

In ogni modo, sulla base delle nostre indagini, resti morenici riferibili a questo stadio sono stati trovati sotto le fronti di una ventina di ghiacciai di tutti i versanti del nostro gruppo montuoso. La determinazione del limite climatico delle nevi avrebbe fornito un valore medio dell'abbassamento di circa 200 m rispetto al limite del 1944; si sarebbe, cioè, aggirato intorno a 2850 m.

4. Variazioni storiche anteriori al 1860.

Come s'è visto nello schema riprodotto a pag. 63, nell'epoca storica si sono avute tre fasi di sosta delle fronti glaciali e cioè una nel XVII secolo (stadio di Fernau) ed altre due nel XIX secolo.

Noi abbiamo ritenuto di riferire allo stadio di Fernau gli archi morenici, sottostanti a quelli attuali, corrispondenti ad un limite delle nevi inferiore di 100 e più metri rispetto a quello del 1961. Dai valori altimetrici medi di tali archi morenici si ricava un abbassamento di circa 140 m del limite climatico delle nevi durante lo stadio di Fernau, mentre in corrispondenza delle fasi di sosta del XIX secolo l'abbassamento sarebbe stato di circa 50 m.

A proposito delle variazioni storiche anteriori all'anno 1860, ricordiamo qui che il Ghiacciaio dei Forni presentò fra il 1833 e il 1860 un continuo avanzamento della fronte con un importo medio annuo di 26,45 m corrispondente ad un avanzamento complessivo di 714 m, mentre il Ghiacciaio di Solda, secondo S. Finsterwalder e M. Lagally (1913), dopo un periodo di avanzamento terminato nell'anno 1818, avrebbe iniziato il ritiro nel 1820 e questo si sarebbe protratto fin oltre il 1860, con un arretramento della fronte di 750 m dal 1818 al 1856 col valore medio annuo di 19,74 m e di 149 m dal 1856 al 1860 col valore medio annuo di 37,33 m.

5. Variazioni dall'anno 1860 all'anno 1914.

Fra il 1860 ed il 1914 le ricerche sui ghiacciai della nostra regione e le misure relative delle variazioni sono desunte dai lavori precedenti.

I dati si riferiscono: a) alle variazioni planimetriche delle fronti dei ghiacciai; b) alle loro variazioni altimetriche; c) alle variazioni delle aree coperte dai ghiacci.

Per quanto si riferisce alle variazioni planimetriche delle fronti, per nove ghiacciai i dati consistono in misure ai soliti segnali e per cinquantotto in misure ottenute dal confronto fra le carte di J. Payer, rilevate negli anni 1865-1868 e le carte al 25 000 dell'I.G.M. (1908-1912).

Gli unici dati disponibili, ottenuti con misure dirette nel periodo 1860-1914, si riferiscono ai 9 ghiacciai seguenti:

Ghiacciaio dei Forni: la fronte avrebbe proseguito nel suo avanzamento fino all'anno 1864 con una media annua di 26,45 m, corrispondente ad un avanzamento complessivo di 106 m dall'anno 1860 all'anno 1864. Poi la fronte del ghiacciaio avrebbe subito un periodo di ritiro di 820 m dal 1864 al 1895, riportandosi così nella posizione del 1833 e di altri 77,50 m dal 1895 al 1914. Quindi la fronte si sarebbe ritirata dal 1860 al 1914 di 791,70 m, con una media annua del ritiro di 14,67 m.

Tabella 27.

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali			Variazioni altimetriche frontali	
	Periodo osservaz.	Ritiro m	Ritiro medio annuo m	Periodo osservaz.	Altezza iniziale m
Versante meridionale					
<i>Valle del Braulio</i>					
Ghiacciai dello Scorluzzo e delle Platigliole	1866-1908	300	7,14	1866-1908	2655
Ghiacciai dei Vitelli e del Cristallo	—	—	—	—	—
<i>Valle dello Zebrù</i>					
Ghiacciaio di Campo	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dei Camosci	1866-1908	250	5,95	—	—
Ghiacciaio dello Zebrù	1866-1908	475	11,31	—	—
Ghiacciaio della Miniera	—	—	—	1888-1914	2500
Ghiacciaio dei Castelli	—	—	—	1888-1914	2550
Ghiacciaio del Forà	—	—	—	—	—
<i>Valle di Cedei</i>					
Ghiacciai del Gran Zebrù e di Cedei	—	—	—	1888-1914	2600
<i>Valfurva</i>					
Ghiacciai del Lago del Confinale e del Confinale	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Cime dei Forni	—	—	—	—	—
Ghiacciai delle Rosole	—	—	—	1867-1908	2560
Ghiacciaio dei Forni	1867-1908	150	3,66	1867-1908	2016
Ghiacciaio Nord-orientale del S. Giacomo	1867-1908	325	7,93	—	—
Ghiacciaio Nord-occident. del S. Giacomo	1867-1908	225	5,49	—	—
Ghiacciaio di Cerena	1867-1908	60	1,46	1867-1908	2560
Ghiacciaio di Profa	—	—	—	—	—
<i>Valle di Gavia</i>					
Ghiacciaio del Tresero	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Dosegù	—	—	—	1888-1908	2482
Ghiacciaio della Sforzellina	—	—	—	1885-1908	2697
Ghiacciai di Val dell'Alpe	—	—	—	—	—

Variazioni altimetriche frontali			Variazioni areali						Caratteri del ghiacciaio		
Altezza finale m	Innalz. m	Innalz. annuale m	Periodo osservaz.	Area iniziale ha	Area finale ha	Diminuz. areale ha	Diminuz. annuale ha	Diminuz. annuale %	Esposiz.	Area ha	Altezza frontale m
2816	261	6,21	1866-1908	142	107,31	40,69	0,97	0,68	W	142	2655
—	—	—	1888-1908	676	498,38	177,62	8,88	1,31	NW	676	2470
—	—	—	1866-1914	191,61	159,14	32,47	0,68	0,35	S	191,61	2550
—	—	—	—	—	—	—	—	—	S	112,80	2850
—	—	—	1888-1908	316,80	269,00	47,80	2,39	0,75	S	316,80	2670
2645	145	5,58	1888-1908	117,60	71,40	46,20	2,31	1,96	S	117,60	2500
2569	19	0,74	—	—	—	—	—	—	N	201,60	2550
—	—	—	1888-1908	96,00	81,75	14,25	0,71	0,74	N	96,00	2600
2616	16	0,63	1888-1908	856,80	745,40	111,40	5,57	0,65	W	856,80	2600
—	—	—	1888-1908	79,20	60,40	18,80	0,94	1,19	SW	79,20	2700
—	—	—	1888-1908	24,00	18,00	6,00	0,30	1,25	S	24,00	2980
2675	115	2,80	1888-1908	408,00	329,00	79,00	3,95	0,97	SW	408,00	2560
2180	164	4,00	1867-1888	1899	1735	164,00	7,81	0,41	NNW	1899	2016
—	—	—	—	—	—	—	—	—	N	29,37	2760
—	—	—	—	—	—	—	—	—	NNW	50,40	2835
2700	140	3,59	1867-1914	152,50	101,95	50,45	1,07	0,70	N	152,50	2560
—	—	—	1867-1914	165,60	101,59	64,01	1,36	0,82	NW	165,60	2700
—	—	—	1888-1908	144	115	29	1,45	1,01	SW	144	2944
2535	53	2,65	1888-1908	600	421,60	178,40	8,90	1,48	SW	600	2482
2750	53	2,30	—	—	—	—	—	—	WNW	36	2697
—	—	—	1888-1912	132	127,20	4,80	0,22	0,16	ESE	132	2887

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali			Variazioni altimetriche frontali	
	Periodo osservaz.	Ritiro m	Ritiro medio annuo m	Periodo osservaz.	Altezza iniziale m
<i>Valle del Monte</i>					
Ghiacciaio del Corno dei Tre Signori	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Villacorna	—	—	—	—	—
Vedretta di Valpiana	—	—	—	1888-1908	2800
Ghiacciaio degli Orsi	1867-1908	50	1,22	—	—
Ghiacciaio dei Cadini	1867-1908	240	5,83	1867-1908	2697
Ghiacciaio della Taviela	1867-1908	200	4,88	1867-1908	2597
Ghiacciaio delle Saline	1867-1908	350	8,54	1867-1908	2573
Ghiacciai Occidentale e Centr. del Vioz	1867-1908	463	11,20	1867-1908	2845
<i>Valle della Mare</i>					
Ghiacciaio di Vallengaia	1867-1908	120	2,93	—	—
Vedrette Rossa e Venezia	1867-1908	400	9,76	1867-1908	2149
Ghiacciaio della Mare	1867-1908	290	7,07	1867-1908	2376
Ghiacciaio delle Marmotte	1867-1908	175	4,27	—	—
Ghiacciaio del Caresèr	1867-1910	350	8,14	1867-1910	2577
Ghiacciaio del Cavaion	1867-1910	275	6,40	1867-1910	2766
<i>Valle di Rabbi</i>					
Ghiacciai di Mezzo e di Dentro di Saent	—	—	—	1868-1910	2698
Ghiacciaio di Rabbi	—	—	—	1868-1910	2752
Ghiacciaio di Sternai	—	—	—	1868-1910	2655
<i>Valle del Lago Verde</i>					
Ghiacciai del Lago Verde, della Fontana Bianca, del Passo Fontana Bianca	1868-1910	725	17,26	—	—
Versante settentrionale					
<i>Valle Martello</i>					
Ghiacciaio di Soi	—	—	—	1888-1910	2500
Ghiacciaio Superiore del Gioveretto	1868-1909	313	7,63	1868-1888	2883
Ghiacciaio Inferiore del Gioveretto	1868-1909	225	5,49	1868-1910	2582
Ghiacciaio Orientale delle Monache	1868-1910	250	5,95	1868-1910	2584
Ghiacciai Centr. ed Occ. delle Monache	1868-1910	300	7,14	1868-1910	2608
Ghiacciaio di Saent	1868-1910	250	5,95	1868-1910	2592

Variazioni altimetriche frontali			Variazioni areali						Caratteri del ghiacciaio		
Altezza finale m	Innalz. m	Innalz. annuale m	Periodo osservaz.	Area iniziale ha	Area finale ha	Diminuz. areale ha	Diminuz. annuale ha	Diminuz. annuale %	Esposiz.	Area ha	Altezza frontale m
—	—	—	1888-1908	26	21,44	4,56	0,23	0,88	NE	26	2802
—	—	—	1888-1908	137,40	82,16	55,44	2,77	2,02	SE	137,40	3050
2835	35	1,75	1888-1908	205,20	125,40	79,80	3,99	1,94	S	205,20	2800
—	—	—	1888-1908	219,60	181,80	37,80	1,89	0,86	SE	219,60	2655
2840	143	3,49	1888-1908	84,40	58,00	26,40	1,32	1,56	ESE	84,40	2697
2800	203	4,95	1888-1908	114	97,40	16,60	0,83	0,73	SE	114	2597
2810	237	5,78	—	—	—	—	—	—	ESE	124	2573
3000	155	3,78	—	—	—	—	—	—	SSE	50,40	2845
—	—	—	1888-1908	60,60	41,60	19,00	0,95	1,57	E	60,60	2653
2474	325	7,93	1888-1908	505,20	400,20	105,00	5,25	1,04	E	505,20	2149
2456	80	1,95	1888-1908	720	578,40	141,60	7,08	0,98	E	720	2376
—	—	—	—	—	—	—	—	—	SE	57	3204
2650	73	1,70	1888-1910	684	617,60	66,40	3,02	0,44	S	684	2577
2887	121	2,81	1888-1910	42,60	41,20	1,40	0,06	0,01	WNW	42,60	2766
2800	102	2,43	—	—	—	—	—	—	ENE	142	2698
2900	148	3,52	1888-1910	38,40	34,40	4,00	0,18	0,47	S	38,40	2752
2780	125	2,98	1888-1910	117,60	96,40	21,20	0,96	0,82	SW	117,60	2655
—	—	—	1868-1910	275	112,80	162,20	3,86	1,31	E	275	2860
2550	50	2,27	1888-1909	159,60	137,50	22,10	1,05	0,66	N	159,60	2500
2900	17	0,85	—	—	—	—	—	—	W	69	2883
2681	99	2,36	1888-1910	183	135,40	47,60	2,16	1,18	NW	183	2582
2620	36	0,86	1868-1910	109	81,40	17,60	0,80	0,73	N	109	2584
2722	114	2,71	1888-1910	127	81,60	45,40	2,06	1,62	NW	127	2608
2740	148	3,52	1888-1910	120	56,20	63,80	2,90	2,42	NW	120	2592

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali			Variazioni altimetriche frontali	
	Periodo osservaz.	Ritiro m	Ritiro medio annuo m	Periodo osservaz.	Altezza iniziale m
<i>Valle Martello</i>					
Ghiacciaio di Grames	1868-1910	312	7,43	1888-1910	2400
Ghiacciaio di Serana	1868-1908	225	5,63	—	—
Vedretta Ultima	1868-1908	100	2,50	—	—
Vedretta Alta	1868-1908	225	5,63	1889-1924	2500
Ghiacciai del Cevedale e del Lago Ge- lato, Vedretta Lunga	1868-1908	375	9,38	1889-1924	2324
Ghiacciaio del Pozzo	1868-1908	438	10,95	—	—
Ghiacciaio di Cima Madriccio	1868-1908	175	4,38	—	—
Ghiacciaio di Dentro di Peder	1868-1909	225	5,49	1868-1909	2934
Ghiacciaio di Mezzo di Peder	1868-1909	108	2,63	1868-1909	3004
Ghiacciaio di Fuori di Peder	1868-1909	450	10,98	—	—
Ghiacciaio di Livi	1868-1909	150	3,66	1868-1909	2931
Ghiacciaio di Sluder	1868-1909	400	9,76	—	—
<i>Valle di Covelano</i>					
Ghiacciaio di Covelano	—	—	—	—	—
<i>Valle di Solda</i>					
Ghiacciaio di Dentro di Zai	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Rosim	1865-1909	425	9,66	—	—
Ghiacciaio delle Laste	1865-1909	313	7,11	—	—
Ghiacciaio Alto e Basso di Beltovo	1865-1909	463	10,52	—	—
Ghiacciaio del Passo del Madriccio	1865-1909	300	6,82	—	—
Ghiacciaio del Madriccio	1865-1908	400	9,30	—	—
Ghiacciaio di Solda	1865-1909	925	21,02	1865-1906	1944
Ghiacciaio del Finimondo	1865-1908	425	9,88	—	—
Ghiacciaio del Marlet	1865-1908	413	9,60	—	—
<i>Valle di Trafoi</i>					
Ghiacciaio della Tabaretta	1866-1908	400	9,52	1866-1908	2539
Ghiacciaio Alto dell'Ortles	1866-1908	200	4,76	—	—
Ghiacciaio Basso dell'Ortles	1866-1908	250	5,95	1866-1908	1653
Ghiacciaio di Trafoi	1866-1908	300	7,14	1866-1908	1663
Ghiacciaio del Madaccio	1866-1908	300	7,14	1866-1908	1979
Vedretta Piana	1866-1908	350	8,33	—	—

Variazioni altimetriche frontali			Variazioni areali						Caratteri del ghiacciaio		
Altezza finale m	Innalz. m	Innalz. annuale m	Periodo osservaz.	Area iniziale ha	Area finale ha	Diminuz. areale ha	Diminuz. annuale ha	Diminuz. annuale %	Esposiz.	Area ha	Altezza frontale m
2464	64	2,00	—	—	—	—	—	—	N	172	2400
—	—	—	1868-1908	201	121,00	80,00	2,00	1,00	NNW	201	2871
—	—	—	1868-1908	68	56,40	11,60	0,29	0,43	NNW	68	2830
2559	59	1,69	—	—	—	—	—	—	N	237,50	2500
2395	71	2,03	1868-1888	1687,60	1638,60	49,00	2,45	0,15	E	1687,60	2324
—	—	—	1868-1908	89,80	53,20	36,60	0,92	1,02	SE	89,80	2905
—	—	—	—	—	—	—	—	—	E	4,00	3020
2960	26	0,63	1888-1909	69	37,50	31,50	1,50	2,17	E	69	2934
3072	68	1,66	1868-1909	109	63,00	46,00	1,12	1,03	ESE	109	3004
—	—	—	—	—	—	—	—	—	SE	27,80	3116
2990	59	1,44	—	—	—	—	—	—	SE	73	2931
—	—	—	—	—	—	—	—	—	E	53,00	2980
—	—	—	1888-1909	28,20	20,40	7,80	0,37	1,31	NNE	28,20	2710
—	—	—	1888-1909	72	53,80	18,20	0,87	1,13	W	72	2899
—	—	—	1888-1909	129	94,20	34,80	1,65	1,28	NE	129	2500
—	—	—	1865-1909	87	30,60	56,40	1,28	1,47	W	87	2900
—	—	—	—	—	—	—	—	—	NW	75,80	2670
—	—	—	—	—	—	—	—	—	WSW	14,40	3000
—	—	—	1888-1908	267	137,80	129,20	6,46	2,42	NW	267	2700
2218	274	6,68	1865-1908	1596,75	794,40	802,35	18,86	1,17	NE	1596,75	1944
—	—	—	1888-1908	184,20	81,25	102,95	5,15	2,80	ENE	184,20	2250
—	—	—	1888-1908	114	68,80	45,20	2,26	1,98	NE	114	2365
2700	161	3,83	1888-1908	24	17,81	7,19	0,36	1,50	N	24	2539
—	—	—	1888-1908	199,20	149,00	50,00	2,50	1,26	NW	199,20	2700
1980	327	7,79	1888-1908	450	371,20	88,80	4,44	0,99	NW	450	1653
2000	337	8,02	1888-1908	213	147,00	66,00	3,30	1,55	N	213	1663
2080	101	2,40	—	—	—	—	—	—	N	432	1979
—	—	—	1888-1908	170	99,00	71,00	3,55	2,09	NE	170	2700

Vedretta Rossa: la fronte si sarebbe ritirata dal 1897 al 1909 di 78,75 m, con una media annua del ritiro di 6,56 m.

Ghiacciaio della Mare: la fronte si sarebbe ritirata dal 1899 al 1914 di 219,90 m, con una media annua del ritiro di 14,66 m.

Ghiacciaio del Caresèr: la fronte si sarebbe ritirata dal 1897 al 1914 di 141,43 m, con una media annua del ritiro di 8,32 m.

Ghiacciaio del Cevedale: la fronte si sarebbe ritirata dal 1899 al 1905 di 199,00 m, con una media annua del ritiro di 38,17 m (colata della Forcola); la fronte dello stesso ghiacciaio si sarebbe ritirata dal 1897 al 1904 di 52,40 m, con una media annua di 7,49 m e dal 1905 al 1909 di 114,00 m, con una media annua di 28,50 m (colata del Cevedale).

Vedretta Lunga: la fronte si sarebbe ritirata dal 1899 al 1905 di 41,00 m, con una media annua del ritiro di 6,83 m.

Ghiacciaio Basso dell'Angelo: la fronte si sarebbe ritirata dal 1897 al 1913 di 198,00 m, con una media annua di 12,37 m e dal 1913 al 1914 di 2,20 m.

Ghiacciaio di Solda: secondo i dati forniti da S. Finsterwalder e M. Laggally (1913), la fronte si sarebbe ritirata dal 1860 al 1886 di 971 m, con una media annua di 37,33 m e dal 1886 al 1890 di 29 m, con una media annua di 7,25 m; quindi la fronte avrebbe presentato un avanzamento dal 1890 al 1903 di 138 m, con una media annua di 10,61 m ed infine un nuovo ritiro dal 1903 al 1911 di 32 m, con una media annua del ritiro di 4,57 m. Quindi la media annua del ritiro dal 1860 al 1911 sarebbe stata di 17,53 m.

Ghiacciaio del Madaccio: la fronte si sarebbe ritirata dal 1897 al 1914 di 49,98 m, con una media annua di 2,94 m.

Per quanto si riferisce alle variazioni delle altezze frontali abbiamo utilizzato i dati forniti dalle sopracitate memorie di J. Payer e di E. Richter (1888) e li abbiamo confrontati con le quote frontali delle carte dell'I.G.M. (1908-1912) o ricavabili da queste e con i dati delle misure di A. Desio relativi agli anni 1924-1942.

Per quanto si riferisce infine alle variazioni delle aree abbiamo utilizzato i dati di J. Payer e di E. Richter, tralasciando quelli che ci sembravano errati sia in eccesso che in difetto e li abbiamo confrontati con le aree ricavate dalle carte dell'I.G.M. (1908-1912) e con i dati inediti di A. Desio relativi agli anni 1924-1942.

Con i dati suddetti abbiamo compilato la tabella 27.

Cerchiamo ora di mettere in relazione le variazioni suddette con le seguenti variabili: a) esposizione; b) area; c) altezza della fronte.

Dalla tabella suddetta è stata ricavata la tabella 28 relativa all'esposizione dei ghiacciai mediante la media aritmetica dei valori contenuti nelle colonne 4^a, 9^a e 14^a.

Nella tabella 28 notiamo come l'esposizione più favorevole al mantenimento della copertura glaciale sia stata quella di WNW e la meno favorevole quella di NE.

Tabella 28.

Esposizione	Ritiro frontale annuo m	Innalzamento frontale annuo m	Diminuzione areale annua ha
N	6,53	2,82	1,22
NNE			0,37
NE	12,15	6,68	5,27
ENE	9,88	2,43	5,15
E	8,25	3,14	3,52
ESE	5,67	3,64	0,89
SE	5,99	3,20	1,60
SSE	11,20	3,78	
S	8,47	3,14	1,84
SSW			
SW		2,81	3,24
WSW	6,82		
W	7,29	2,56	2,17
WNW	6,40	2,56	0,06
NW	7,02	4,10	3,84
NNW	4,32	4,00	3,36

Elaborando i dati della tabella abbiamo calcolato i valori medi delle medie annue del ritiro dei ghiacciai aventi esposizione con componente N, E, S ed W, ottenendo i risultati seguenti:

Tabella 29.

Componente	Ritiro frontale annuo m	Innalzamento frontale annuo m	Diminuzione areale annua ha
N	7,72	3,77	2,75
E	8,86	3,81	2,80
S	7,63	3,31	1,89
W	6,37	3,21	2,53

Confrontando fra di loro i risultati della tabella l'esposizione meno favorevole è stata quella con componente E e la più favorevole quella con componente W per le variazioni frontali e quella con componente S per le variazioni areali.

Per quanto si riferisce all'area dei ghiacciai, abbiamo suddiviso questi ultimi in dieci classi, le prime sette comprendenti ognuna sette ghiacciai e le ultime tre comprendenti ognuna otto ghiacciai ed abbiamo fatto la media aritmetica dei valori di ogni classe ottenendo i seguenti risultati:

Tabella 30.

Area ha	Ritiro frontale annuo m	Innalz. frontale annuo m	Diminuzione areale annua	
			ha	% area iniz.
1899-676	9,85	2,83	7,64	0,73
600-275	10,28	4,71	4,80	1,09
267-201	5,78	3,05	3,53	1,55
199,20-165,60	7,18	2,18	2,57	1,42
159,60-132	4,30	3,63	1,26	0,87
129-114	7,23	4,25	1,79	1,47
114-87	7,03	1,26	1,18	1,16
84,40-68	5,94	1,60	0,98	1,30
60,60-36	6,68	3,10	0,40	0,68
29,37-4,00	7,93	3,83	0,32	1,24

Dalla tabella risulta che: *a*) i ghiacciai più estesi (1899-275 ha) hanno presentato i valori più elevati nelle medie annue di ritiro frontale ed i ghiacciai più piccoli (29,37-4,00 ha) hanno subito, nella media annua, ritiri frontali maggiori di quelli dei ghiacciai delle classi di dimensioni maggiori (267-36 ha); *b*) i ghiacciai più estesi (1899-275 ha) hanno presentato il massimo innalzamento medio annuo della fronte ed i ghiacciai più piccoli (29,37-4 ha) hanno avuto un innalzamento medio annuo maggiore di quello delle classi di dimensioni maggiori (114-36 ha); *c*) i ghiacciai più estesi (1899-165,60 ha) hanno presentato la massima diminuzione media annua dell'area, mentre i ghiacciai di dimensioni minori hanno presentato la minima diminuzione media annua dell'area: in complesso ci sembra di poter affermare che in fase di ritiro la diminuzione media annua dell'area di un ghiacciaio è tanto più grande quanto più esteso è il ghiacciaio e viceversa; *d*) i ghiacciai più estesi presentano uno fra i più piccoli valori della diminuzione media annua dell'area espressa in percentuale dell'area iniziale, mentre i ghiacciai di dimensioni minori hanno presentato una diminuzione media annua dell'area espressa in percentuale più elevata di quella delle classi di dimensioni maggiori.

Per quanto si riferisce all'altezza della fronte dei ghiacciai abbiamo suddiviso questi ultimi in dieci classi; procedendo come nel caso precedente abbiamo ottenuto i seguenti risultati:

Tabella 31.

Altezza fronte m	Ritiro frontale annuo m	Innalzamento frontale annuo m	Diminuzione areale annua ha
3204-2980	5,82	1,66	1,40
2980-2899	7,39	1,04	1,20
2887-2835	8,86	2,32	2,03
2830-2710	5,61	2,69	0,85
2700-2697	7,06	2,96	2,69
2697-2653	6,62	3,83	1,43
2608-2582	5,88	2,51	2,15
2577-2500	6,92	3,43	1,90
2500-2365	7,88	2,11	4,97
2324-1653	9,24	5,55	6,72

Dalla tabella 31 risulta che: a) i ghiacciai aventi altezza frontale minore (2324-1653 m) hanno presentato il massimo ritiro frontale, il massimo innalzamento frontale e la maggiore diminuzione areale; b) i ghiacciai aventi altezza frontale maggiore (3204-2899 m) hanno presentato, nel complesso, ritiro, innalzamento frontale e variazione areale minori degli altri ghiacciai.

6. Variazioni dall'anno 1915 all'anno 1924.

Il periodo che va dal 1915 al 1924 comprende sia misure delle variazioni dei ghiacciai della regione dell'Ortles-Cevedale desunte da lavori precedenti, sia misure eseguite da noi a partire dall'anno 1921.

Durante questo periodo si verificò la fase di avanzata dei ghiacciai alpini che — com'è noto — ebbe il suo massimo attorno all'anno 1920, ma purtroppo nella nostra regione, che fu teatro di operazioni belliche durante il periodo di ostilità coincidente con la prima guerra mondiale (1914-18), le osservazioni ai ghiacciai furono assai scarse tanto da parte degli operatori glaciologi austriaci che di quelli italiani.

Le misure disponibili si riferiscono soltanto a variazioni della posizione delle fronti; con questi dati abbiamo compilato la seguente tabella 32.

Cerchiamo ora di mettere in relazione le variazioni planimetriche con le seguenti variabili: a) area, b) altezza della fronte. Non abbiamo tenuto conto dell'esposizione a causa della mancanza di ghiacciai esposti secondo alcune orientazioni.

Tabella 32.

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali			Caratteri del ghiacciaio		
	Periodo osserv.	Ritiro (—) Avan. (+) m	Media annua m	Esposiz.	Area ha	Altezza m
Versante meridionale						
<i>Valle del Braulio</i>						
Ghiacciaio delle Platigiole	1922-24	— 8,86	— 4,43	NW	78,59	2860
Ghiacciaio dei Vitelli	1921-24	— 19,30	— 6,43	WNW	277,84	2490
Ghiac. di Mezzo del Cristallo	1923-24	— 3,45	— 3,45	N	137,50	2613
Ghiac. di Fuori del Cristallo	1923-24	— 2,34	— 2,34	N	48,27	2718
<i>Valfurva</i>						
Ghiacciaio dei Forni	1915-24	—171,90	—19,10	NNW	1604,61	2215
<i>Valle della Mare</i>						
Vedretta Rossa	1923-24	— 7,50	— 7,50	ENE	203,61	2463
Ghiacciaio della Mare	1915-24	— 59,40	— 6,60	E	528,47	2451
Ghiacciaio del Caresèr	1923-24	— 11,85	—11,85	S	541,63	2645
Ghiacciaio del Cavaion	1923-24	— 8,00	— 8,00	WNW	24,75	2875
<i>Valle di Rabbi</i>						
Ghiacciaio di Fuori di Saent	1923-24	— 1,70	— 1,70	ENE	24,13	2788
Versante settentrionale						
<i>Valle Martello</i>						
Ghiacciaio Superiore del Gioveretto	1923-24	— 2,00	— 2,00	WNW	44,55	2960
Ghiacciaio Inferiore del Gioveretto	1923-24	+ 9,50	+ 9,50	NW	125,62	2681
Ghiacciaio Orientale delle Monache	1923-24	— 15,50	—15,50	N	79,21	2588
Ghiacciaio di Grames	1923-24	— 11,17	—11,17	N	233,15	2446
Vedretta Alta	1923-24	— 3,60	— 3,60	N	217,20	2559
Ghiacciaio del Cevedale	1915-24	— 88,97	— 9,89	ENE	611,99	2395
Vedretta Lunga	1923-24	— 5,95	— 5,95	E	458,75	2491
<i>Valle di Lasa</i>						
Ghiacciaio dell'Angelo	1915-24	—19,80	—2,20	NNE	432,45	2111
<i>Valle di Solda</i>						
Ghiacciaio del Madriccio	1923-24	— 1,71	—1,71	NW	108,29	2700
Ghiacciaio di Solda	1922-24	+ 7,53	+2,51	NNE	825,45	2221
<i>Valle di Trafoi</i>						
Ghiacciaio della Tabaretta	1922-24	—14,37	—4,79	NW	14,23	2700
Ghiacciaio del Madaccio	1915-24	—41,63	—4,63	N	390,47	2100
Vedretta Piana	1922-24	—11,83	—5,92	NNE	113,86	2695

Per quanto si riferisce all'area abbiamo suddiviso i ghiacciai in quattro classi comprendenti ognuna sei ghiacciai eccetto l'ultima che ne comprende soltanto cinque.

Tabella 33.

Area ha	Ritiro frontale annuo m
1604,61-458,75	8,48
432,45-203,61	5,92
137,50- 78,59	3,59
48,27- 14,23	3,77

Dalla tabella risulta che i ghiacciai più estesi hanno presentato le medie annue di ritiro frontale più elevate ed i ghiacciai più piccoli hanno avuto una media annua del ritiro frontale maggiore di quella dei ghiacciai di dimensioni immediatamente maggiori.

Per quanto si riferisce all'altezza della fronte dei ghiacciai abbiamo ancora suddiviso i ghiacciai allo stesso modo ottenendo la seguente tabella:

Tabella 34.

Altezza della fronte m	Ritiro frontale annuo m
2960-2700	3,39
2700-2588	5,34
2559-2446	6,88
2395-2100	6,65

Dalla tabella risulta che i ghiacciai aventi altezza frontale maggiore hanno presentato il ritiro frontale minimo, mentre i ghiacciai aventi altezza frontale minore hanno presentato un ritiro più elevato; la presenza di ghiacciai in fase di avanzamento nella seconda classe e nella quarta ha attenuato l'entità del ritiro frontale in relazione all'altezza della fronte.

In conclusione, il periodo dal 1915 al 1924, nonostante la scarsità delle misure e la loro cattiva distribuzione (misure concentrate negli ultimi anni del periodo), ha mostrato come alcuni ghiacciai non avevano ancora terminato il loro avanzamento alla fine del periodo e come, mediamente, il ritiro annuo sia stato minore che nel periodo dal 1860 al 1914.

Tabella 35.

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali									Periodo osservaz.	Variazione alt. (m)
	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m		
Versante Meridionale											
<i>Valle del Braulio</i>											
Ghiacciaio dello Sciorluzzo	1927-37	-16,60	- 1,62	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio delle Platigliole	1924-39	-114,12	- 7,61	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dei Vitelli	1924-39	-189,24	-12,61	1939-63	-505,00	-21,04	1924-63	-619,12	-15,87	—	—
Ghiacciaio di D. del Cristallo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di M. del Cristallo	1924-37	-23,90	- 1,84	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Fuori del Cristallo	—	—	—	—	—	—	1924-60	-124,06	- 3,44	—	—
Ghiacciaio Vedrettino	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle dello Zebù</i>											
Ghiacciaio di Campo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dei Camosci	1925-37	- 86,75	- 7,23	1937-53	-308,30	-19,26	1925-53	-395,05	-14,82	—	—
Ghiacciaio dello Zebù	1925-39	-113,10	- 8,08	1939-58	- 66,40	- 3,49	1925-58	-179,50	- 5,44	—	—
Ghiacciaio della Miniera	1925-37	-387,00	-32,17	1952-58	- 99,65	-16,61	—	—	—	1926-39	28
Ghiacciaio dei Castelli	1925-37	- 54,92	- 4,58	1937-58	-257,98	-12,28	1925-58	-312,90	- 9,48	1926-39	42
Ghiacciaio Montagna Vecchia	1925-39	- 51,60	- 3,69	1939-46	- 13,35	- 1,90	1925-46	- 64,95	- 3,09	1926-39	-13
Ghiacciaio del Forà	1925-39	- 44,78	- 3,19	1939-57	-115,25	- 8,23	1925-57	-155,18	- 4,85	1926-39	93
Ghiacciaio Occid. del Confinale	1926-33	- 6,60	- 0,95	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle di Cede</i>											
Ghiacciaio del Gran Zebù	1925-39	-119,77	- 8,56	1939-57	-253,45	-14,08	1925-57	-373,22	-11,66	1926-39	- 3
Ghiacciaio di Cede	1925-39	- 96,08	- 6,86	1939-66	-164,51	- 6,09	1925-66	-260,59	- 6,36	1924-41	-16
Ghiacciaio di D. del Pasquale	1927-39	- 7,95	- 0,66	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di F. del Pasquale	1928-38	- 23,11	- 2,31	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valfurva</i>											
Ghiacciaio del Lago del Confin.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-38	0
Ghiacciaio Sud-occ. del Confin.	1926-38	- 7,90	- 0,65	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Sud-or. del Confin.	1928-38	-106,73	-10,67	—	—	—	—	—	—	1926-38	-0,23
Ghiacciaio di Cime dei Forni	1926-38	- 18,88	- 1,57	1938-49	- 38,00	- 3,45	1926-49	- 56,88	- 2,47	1926-38	-78
Ghiacciaio Sett. delle Rosole	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Merid. delle Rosole	1925-41	-152,51	- 9,53	1941-66	-212,83	- 8,51	1926-66	-365,34	- 8,91	—	—
Ghiacciaio dei Forni	1925-39	-328,21	-23,44	1939-66	-653,27	-24,20	1925-66	-981,48	-23,94	1929-42	30
Ghiacciaio Nord-orientale del San Giacomo	1925-39	- 26,55	- 1,90	1939-49	- 39,83	- 3,98	1925-49	- 66,38	- 2,76	—	—
Ghiacciaio Nord-occidentale del San Giacomo	1925-39	- 12,24	- 0,87	1939-49	-117,00	-11,70	1925-49	-129,24	- 5,39	—	—
Ghiacciaio di Cerena	1925-38	- 63,75	- 4,90	1938-49	- 75,00	- 6,82	1925-49	-138,75	- 5,78	—	—
Ghiacciaio di Sclanera	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dei Molerbi	1925-38	- 14,77	- 1,13	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dei Campecc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Profa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle di Gavia</i>											
Ghiacciaio del Tresero	1925-35	- 27,58	- 2,76	1949-62	- 67,24	- 5,17	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Dosegù	1925-41	-315,52	-19,72	1949-51	-661,00	-66,10	1925-51	-976,52	-37,56	1926-38	18
Ghiacciaio del Passo del Dosegù	1925-41	- 90,34	- 5,65	—	—	—	—	—	—	1926-43	-81
Ghiacciaio Settentr. di Punta della Sforzellina	1925-43	- 55,87	- 3,10	—	—	—	—	—	—	1926-38	0
Ghiacciaio Occident. di Punta della Sforzellina	1925-43	- 11,29	- 0,63	1943-51	- 55,95	- 6,99	1925-51	- 67,24	- 2,58	1926-43	17
Ghiacciaio della Sforzellina	1925-43	-108,49	- 6,03	1943-63	-204,54	-10,23	1925-63	-313,03	- 8,24	1926-30	5
Ghiacciaio del Lago Bianco	1929-38	- 32,73	- 2,98	1938-63	-215,80	- 8,63	1929-63	-248,53	- 7,31	—	—
Ghiacciaio del Gavia	1925-38	- 22,10	- 1,70	1938-61	-161,10	- 7,00	1925-61	-183,20	- 5,09	—	—
Ghiacciaio Meridionale di Val dell'Alpe	1925-38	- 89,95	- 6,92	1938-60	-135,90	- 6,18	1925-60	-225,85	- 6,45	—	—
Ghiacciaio Settentrionale di Val dell'Alpe	1932-38	- 17,75	- 2,96	—	—	—	—	—	—	—	—

Variazioni altimetriche frontali							Variazioni areali					Caratteri del ghiacciaio			
Variazione annua	Periodo osservaz.	Variazione altezza	Variazione annua	Periodo osservaz.	Variazione altezza	Variazione annua	Periodo osservaz.	Area iniziale	Variazione areale	Variazione annua	Variazione annua %	Esposiz.	Area	Altezza frontale	Aliment.
m		m	m		m	m		ha	ha	ha	ar. in.		ha	m	
-	-	-	-	-	-	-	1927-37	3,09	3,09	0,31	10,03	N	3,09	2891	-
-	1939-61	10	0,45	-	-	-	1939-61	78,59	31,96	1,45	1,85	NW	78,59	2860	d-v
-	1939-61	60	2,72	-	-	-	1939-61	277,84	65,65	2,98	1,07	WNW	277,84	2490	d
-	-	-	-	1932-61	-10	-0,34	1932-61	31,25	20,06	0,69	2,21	N	31,25	2780	d-v
-	-	-	-	1927-61	2	0,06	1927-61	137,50	49,00	1,44	1,05	N	137,50	2613	d
-	-	-	-	1927-61	7	0,21	1927-61	48,27	16,52	0,49	1,02	N	48,27	2718	d
-	-	-	-	-	-	-	1927-58	13,61	13,61	0,44	3,23	N	13,61	2719	-
-	-	-	-	1927-61	212	6,24	1926-61	150,98	40,73	1,16	0,77	ESE	150,98	2598	d-v
-	-	-	-	1926-61	-13	-0,37	1926-61	30,22	17,53	0,50	1,65	S	30,22	2883	v
-	1939-61	110	5,00	-	-	-	1939-61	232,00	4,06	0,18	0,08	SW	232,00	2670	d-v
2,15	1939-61	220	10,00	1926-61	248	7,09	1939-61	66,83	12,27	0,56	0,84	S	66,83	2712	d-v
3,33	1939-61	90	4,09	1926-61	132	3,77	1939-61	163,47	42,60	1,94	1,19	N	163,47	2578	d
-1,00	1939-61	150	6,82	1926-61	137	3,91	1939-61	66,11	38,86	1,76	2,66	N	66,11	2713	d-v
7,15	1939-61	40	1,82	1926-61	133	3,80	1939-61	78,59	31,34	1,42	1,81	N	78,59	2607	d-v
-	-	-	-	1926-61	170	4,86	1926-61	21,04	8,85	0,25	1,19	W	21,04	2830	d-v
-0,23	1939-61	80	3,63	1926-61	77	2,20	1939-61	238,14	102,08	4,64	1,95	SSE	238,14	2853	d-v
-0,94	1941-61	75	3,75	1924-61	57	1,53	1941-61	342,43	123,43	6,17	1,80	W	342,43	2622	d
-	1939-61	60	2,73	-	-	-	1939-61	26,61	12,67	0,58	2,16	WNW	26,61	2920	rig.
-	-	-	-	1928-61	230	6,97	1928-61	21,04	14,23	0,43	2,04	W	21,04	2870	d
0	-	-	-	-	-	-	1938-60	8,66	8,66	0,39	4,50	WNW	8,66	2930	-
-	1938-61	78	3,39	-	-	-	1938-61	14,23	8,42	0,37	2,60	S	14,23	3112	d-v
-1,92	1938-61	145	6,30	1926-61	122	3,49	1938-61	24,75	16,44	0,71	2,87	SSE	24,75	3008	d-v
-6,50	-	-	-	-	-	-	1938-57	5,57	5,57	0,29	5,21	S	5,57	3038	-
-	1941-61	165	8,25	-	-	-	-	-	-	-	-	SW	-	2765	d-v
-	-	-	-	1926-61	85	2,43	1941-61	275,98	59,29	2,96	1,07	SW	275,98	2635	d
2,31	1942-61	175	9,21	1929-61	205	6,41	1942-61	1604,61	286,47	15,08	0,94	NNW	1604,61	2215	d
-	1938-61	20	0,87	-	-	-	1938-61	29,37	11,24	0,49	1,67	N	29,37	2760	d-v
-	1938-61	35	1,52	-	-	-	1938-61	28,12	10,87	0,47	1,67	N	28,12	2835	d
-	-	-	-	1926-61	197	5,63	1926-61	89,11	25,36	0,72	0,81	N	89,11	2313	d-v
-	-	-	-	-	-	-	1925-57	17,94	17,94	0,56	3,12	NE	17,94	2830	-
-	-	-	-	1925-61	-10	-0,28	1925-61	26,60	0,45	0,01	0,05	NE	26,60	2860	d
-	-	-	-	1925-61	-30	-0,83	1925-61	42,70	-2,93	-0,08	-0,19	NW	42,70	3000	d
-	-	-	-	1925-61	134	3,72	1925-61	86,63	47,57	1,32	1,52	NW	86,63	2566	d
-	-	-	-	1926-61	99	2,83	1926-61	99,00	31,69	0,91	0,91	SW	99,00	2866	d
1,5	1938-61	-18	-0,78	1926-61	0	0	1938-61	404,96	118,71	5,16	1,27	SW	404,96	2800	d
-4,76	1943-61	194	10,78	1926-61	113	3,23	1943-61	73,69	54,88	3,05	4,14	NW	73,69	2807	d
0	1938-61	141	6,13	1926-61	141	4,03	1938-61	38,98	17,54	0,76	1,96	N	38,98	2619	d
1,00	1943-61	25	1,39	1926-61	42	1,20	1943-61	9,90	5,15	0,29	2,93	NNW	9,90	2778	d-v
1,25	1930-61	160	5,29	1926-61	165	4,71	1930-61	60,02	31,52	1,02	1,70	NW	60,02	2645	d-v
-	-	-	-	1926-61	51	1,46	1926-61	23,51	10,82	0,31	1,32	NW	23,51	2819	d-v
-	1943-61	27	1,50	-	-	-	1943-61	9,28	6,78	0,38	0,41	ENE	9,28	2943	d-v
-	1938-61	20	0,87	-	-	-	1938-61	71,16	35,41	1,54	2,16	ESE	71,16	2860	d
-	1934-61	180	6,67	-	-	-	1934-61	19,80	13,92	0,52	2,63	ESE	19,80	2930	d

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali									Periodo osservaz.	Variazione frontale m
	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m		
<i>Valle della Vallecetta</i> Ghiacciaio del Vallecetta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-34	63
<i>Valle di Rezzo</i> Ghiacciaio del P. di Savoretta Ghiacciaio del Savoretta	— 1926-30	— - 4,00	— - 1,00	— —	— —	— —	— —	— —	— —	1926-30 1926-30	- 4 53
<i>Valle delle Messi</i> Ghiacciaio delle Pietre Rosse	1926-33	- 11,00	- 1,64	—	—	—	—	—	—	1926-33	35
<i>Valle del Viso</i> Ghiacciaio dell'Ercavallo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle del Monte</i> Ghiacciaio del Corno dei Tre Signori	1925-35	- 27,83	- 2,78	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Villacorna	1925-38	- 34,16	- 2,63	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Valpiana	1925-34	- 60,97	- 6,77	1935-46	- 129,30	- 11,75	1925-46	- 195	- 9,29	—	—
Ghiacciaio degli Orsi	1925-35	- 48,10	- 4,81	1935-46	- 43,80	- 3,97	1925-46	- 91,90	- 4,37	—	—
Ghiacciaio dei Cadini	1925-35	- 98,76	- 9,88	1935-46	- 32,90	- 2,99	1925-46	- 131,66	- 6,27	—	—
Ghiacciaio della Taviola	1925-31	- 16,20	- 2,70	1935-46	- 48,00	- 5,33	—	—	—	—	—
Ghiacciaio delle Saline	1925-35	- 26,95	- 2,70	1935-46	- 39,00	- 3,55	1925-46	- 65,98	- 3,14	—	—
Ghiacciaio Occidentale del Vioz	1925-41	- 24,50	- 1,53	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Centrale del Vioz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Orientale del Vioz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle della Mare</i> Ghiacciaio di Vallenaia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Vedretta Rossa	1924-34	- 94,02	- 9,40	1946-57	- 134,90	- 12,26	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Venezia	1925-34	- 12,57	- 1,40	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio della Mare	1924-34	- 48,08	- 4,81	1944-55	- 143,85	- 13,07	—	—	—	—	—
Ghiacciaio delle Marmotte	1925-34	- 70,30	- 7,81	1945-55	- 52,80	- 5,28	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Caresèr	1924-35	- 152,28	- 16,92	1946-57	- 294,00	- 26,73	—	—	—	1925-33	—
Ghiacciaio del Cavaion	1924-33	- 87,44	- 9,72	1945-55	- 56,80	- 5,68	—	—	—	—	—
<i>Valle di Rabbi</i> Ghiacciaio di Cima Caresèr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Fuori di Saent	1924-27	- 4,30	- 1,43	1946-57	- 32,20	- 2,93	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Mezzo di Saent	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Dentro di Saent	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Mer. del P. di Saent	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Rabbi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Sternai	1925-34	- 34,80	- 3,87	1947-57	- 27,00	- 2,70	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dei Sass. di Sternai	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle del Lago Verde</i> Ghiacciaio del Lago Verde	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio della Fontana B.	1924-34	- 42,43	- 4,24	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del P. Fontana B.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle di Pracupola</i> Ghiacciaio di Pracupola	1927-33	+ 1,50	+ 0,25	—	—	—	—	—	—	—	—
Versante Settentrionale.											
<i>Valle Martello</i> Ghiacciaio dell'Orecchia	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Flim	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Soi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Sup. del Gioveretto	1924-41	- 27,25	- 1,60	—	—	—	—	—	—	—	—

Variazioni altimetriche frontali							Variazioni areali					Caratteri del ghiacciaio			
Variazione annua m	Periodo osservaz.	Variazione altezza m	Variazione annua m	Periodo osservaz.	Variazione altezza m	Variazione annua m	Periodo osservaz.	Area iniziale ha	Variazione areale ha	Variazione annua ha	Variazione annua % ar. in.	Esposiz.	Area ha	Altezza frontale m	Aliment.
7,75	—	—	—	—	—	—	1934-60	30,32	30,32	1,17	3,86	NNW	30,32	2648	—
-1,00	—	—	—	—	—	—	1930-55	11,14	11,14	0,45	4,00	N	11,14	2754	—
13,25	1930-61	50	1,61	1926-61	103	2,94	1930-61	39,98	6,48	0,21	0,54	NE	38,98	2547	d
5,00	1933-61	60	2,14	1926-61	95	2,71	1933-61	28,46	20,02	0,72	2,53	NE	28,46	2805	d
—	—	—	—	—	—	—	1926-60	3,87	3,87	0,11	2,95	SE	3,87	3120	—
—	—	—	—	1926-61	199	5,69	1926-61	21,04	15,23	0,44	2,08	NE	21,04	2721	—
—	—	—	—	1925-61	99	2,75	1925-61	45,79	11,66	0,32	0,71	SE	45,79	3001	d
—	—	—	—	1925-61	140	3,89	1925-61	104,58	31,45	0,87	0,83	S	104,58	2900	d-v
—	—	—	—	1926-61	350	10,00	1926-61	165,21	67,71	1,93	1,17	SE	165,21	2660	d
—	—	—	—	1926-61	44	1,26	1926-61	43,32	24,19	0,69	1,59	ESE	43,32	3006	v
—	—	—	—	1925-61	205	5,69	1925-61	86,63	36,63	1,02	1,18	SE	86,63	2870	d-v
—	—	—	—	1925-61	127	3,50	1925-61	45,79	16,98	0,47	1,03	SE	45,79	2813	d-v
—	—	—	—	1925-61	213	5,92	1925-61	37,75	23,75	0,66	1,75	SE	37,75	2817	d-v
—	—	—	—	—	—	—	1925-61	5,57	5,57	0,15	2,76	SSE	5,57	3340	—
—	—	—	—	1925-61	20	0,57	1925-61	9,28	-2,60	-0,07	-0,78	S	9,28	3300	d
—	—	—	—	1927-61	180	5,29	1927-61	35,89	18,44	0,54	1,51	E	35,89	2800	d-v
—	—	—	—	1927-61	107	3,15	1927-61	203,61	112,98	3,32	1,63	ENE	203,61	2463	d
—	—	—	—	1925-60	62	1,77	1925-61	181,25	57,62	1,60	0,88	E	181,25	2778	d
—	—	—	—	1926-61	99	2,83	1926-61	528,47	129,47	3,70	0,70	E	528,47	2451	d
—	—	—	—	1925-61	36	1,00	1925-61	54,45	18,45	0,51	0,94	SSE	54,45	2984	d
1,13	1933-61	96	3,43	1925-61	105	2,92	1933-61	541,43	8,82	0,32	0,06	S	541,63	2645	d
—	—	—	—	1926-61	25	0,71	1926-61	24,75	11,62	0,33	1,34	WNW	24,75	2875	d
—	—	—	—	—	—	—	1925-61	14,23	14,23	0,40	2,77	E	14,23	2880	—
—	—	—	—	1925-61	102	2,83	1925-61	24,13	18,13	0,50	2,08	ENE	24,13	2788	d
—	—	—	—	—	—	—	1934-61	5,62	5,62	0,21	3,72	ENE	5,62	3050	—
—	—	—	—	—	—	—	1925-61	6,19	6,19	0,17	2,78	E	6,19	2896	—
—	—	—	—	—	—	—	1925-50	4,95	4,95	0,20	4,00	E	4,95	2790	—
—	—	—	—	1925-61	122	3,39	1925-61	27,23	18,35	0,51	1,87	SSE	27,23	2868	d-v
—	—	—	—	1925-61	159	4,42	1925-61	79,21	68,77	1,91	2,41	SW	79,21	2796	d-v
—	—	—	—	—	—	—	1927-61	8,66	8,66	0,25	2,92	SW	8,66	3009	—
—	—	—	—	1927-61	60	1,76	1927-61	18,19	10,69	0,31	1,72	E	18,19	2960	d-v
—	—	—	—	1927-61	86	2,53	1927-61	65,60	11,16	0,33	0,50	E	65,60	2814	d
—	—	—	—	1927-61	70	2,06	1927-61	14,85	8,16	0,24	1,62	E	14,85	2900	d
—	—	—	—	1927-61	25	0,74	1927-61	42,68	17,93	0,53	1,23	NNE	42,68	2845	d
—	—	—	—	1927-61	286	8,41	1927-61	63,12	49,22	1,45	2,29	NW	63,12	2684	d
—	—	—	—	—	—	—	1927-61	9,90	9,90	0,29	2,94	NNW	9,90	2905	—
—	—	—	—	1924-61	231	6,24	1924-61	123,34	29,59	0,80	0,65	N	123,34	2429	d
—	1939-61	30	1,36	—	—	—	1939-61	44,55	10,14	0,46	1,03	WNW	44,55	2960	d

Nome del ghiacciaio	Variazioni planimetriche frontali									Periodo osservaz.	Variazione frontale m
	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m	Periodo osservaz.	Variazione frontale m	Velocità media annua m		
<i>Valle Martello</i>											
Ghiacciaio Inf. del Gioveretto	1924-43	-320,80	-16,88	—	—	—	—	—	—	1926-39	19
Ghiacciaio Or. delle Monache	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1924-39	211
Ghiacciaio Cent. delle Monache	1924-39	- 8,70	- 0,58	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Occ. delle Monache	1924-39	-107,55	- 7,17	—	—	—	—	—	—	1924-39	35
Ghiacciaio di Saent	1924-39	- 57,57	- 3,84	—	—	—	—	—	—	1926-39	-1
Ghiacciaio di Grames	1924-31	- 23,75	- 3,39	—	—	—	—	—	—	1924-39	101
Ghiacciaio di Serana	1933-38	- 28,65	- 5,73	—	—	—	—	—	—	—	—
Vedretta Ultima	1925-30	- 64,12	-12,82	1933-66	-222,82	- 6,75	1933-66	-222,82	- 6,75	—	—
Vedretta Alta	1924-39	-155,24	-10,35	1939-60	-295,27	-14,06	1924-60	-450,51	-12,79	1924-39	41
Ghiacciaio del Cevedale	1924-42	-303,67	-16,87	1942-51	-410,00	-45,56	1924-51	-713,67	-26,43	1924-39	138
Vedretta Lunga	1924-33	-125,31	-13,92	1935-66	-599,09	-19,34	1935-66	-599,09	-19,34	1924-39	79
Ghiacciaio del Lago Gelato	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Pozzo	1925-35	- 13,52	- 1,35	—	—	—	—	—	—	1926-30	31
Ghiacciaio di Cima Madriccio	1925-35	- 14,90	- 1,49	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Dentro di Peder	—	—	—	1938-42	- 19,40	- 4,85	—	—	—	1926-42	30
Ghiacciaio di Mezzo di Peder	—	—	—	1938-42	- 2,75	- 0,69	—	—	—	1926-42	53
Ghiacciaio di Livi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-39	15
Ghiacciaio di Sluder	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle di Covelano</i>											
Ghiacciaio di Covelano	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle di Lasa</i>											
Ghiacciaio di Lasa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio dell'Angelo	1924-35	-169,50	-15,41	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Piccolo del Forno	1925-35	- 25,75	- 2,34	—	—	—	—	—	—	1926-30	0
<i>Valle di Cengles</i>											
Ghiacciaio di Cengles	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-30	85
<i>Valle di Solda</i>											
Ghiacciaio di Razoi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1926-30	0
Ghiacciaio di Dentro di Zai	1924-39	- 54,09	- 3,61	1939-60	-175,30	- 8,34	1924-60	-229,39	- 6,37	1924-42	39
Ghiacciaio di Mezzo di Zai	1930-42	- 58,00	- 4,83	—	—	—	—	—	—	1926-42	-1
Ghiacciaio di Fuori di Zai	1930-42	-116,90	- 9,74	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Nord-occidentale di Cima Vertana	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Sud-occidentale di Cima Vertana	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Rosim	1924-39	-128,35	- 8,55	—	—	—	—	—	—	1924-30	211
Ghiacciaio delle Laste	1924-39	- 84,30	- 5,62	—	—	—	—	—	—	1924-30	77
Ghiacciaio Alto di Beltovo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Basso di Beltovo	1924-39	- 41,87	- 2,79	—	—	—	—	—	—	1926-30	0
Ghiacciaio del P. del Madriccio	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Madriccio	1924-42	- 48,52	- 2,69	—	—	—	—	—	—	1926-42	35
Ghiacciaio di Solda	1924-39	- 28,57	- 1,90	1939-66	-209,94	- 7,78	1924-66	-238,51	- 5,68	1924-42	4
Ghiacciaio del Finimondo	1924-36	- 10,90	- 0,78	—	—	—	—	—	—	1924-34	-1
Ghiacciaio Alto del Marlet	1934-38	- 82,45	-20,61	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Basso del Marlet	1934-38	- 52,10	-13,02	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Valle di Trafoi</i>											
Ghiacciaio della Tabaretta	1924-36	- 43,04	- 3,59	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Alto dell'Orties	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio Basso dell'Orties	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio di Trafoi	1929-41	- 22,90	- 1,41	—	—	—	—	—	—	—	—
Ghiacciaio del Madaccio	1924-41	-145,68	- 8,57	—	—	—	—	—	—	—	—
Vedretta Piana	1924-41	-113,84	- 6,70	1941-63	-159,20	- 7,23	1924-63	-273,04	- 7,00	—	—

Variazioni altimetriche frontali							Variazioni areali					Caratteri del ghiacciaio			
Variazione annua	Periodo osserv.	Variazione altezza	Variazione annua	Periodo osserv.	Variazione altezza	Variazione annua	Periodo osserv.	Area iniziale	Variazione areale	Variazione annua	Variazione annua %	Esposiz.	Area	Altezza frontale	Alliment.
m		m	m		m	m		ha	ha	ha	ar. in.		ha	m	
1,46	1939-61	160	7,27	1926-61	177	5,14	1939-61	125,62	54,87	2,49	1,98	NW	125,62	2681	d
14,13	1939-61	20	0,91	1924-61	232	6,27	1939-61	79,21	16,71	0,76	0,96	N	79,21	2588	d
—	—	—	—	—	119	3,22	1924-61	21,04	11,54	0,31	1,48	N	21,04	2711	v
1,67	1939-61	107	4,87	1939-61	132	3,57	1939-61	59,40	18,84	0,86	1,45	W	59,40	2718	d
-0,15	1939-61	12	0,55	1939-61	10	0,29	1939-61	51,36	9,17	0,42	0,82	NW	51,36	2740	d-v
10,73	1939-61	113	5,14	1939-61	274	7,41	1939-61	233,15	57,11	2,60	1,12	N	233,15	2446	d
—	—	—	—	1939-61	-29	-0,94	1939-61	123,76	9,70	0,31	0,25	NNW	123,76	2859	d
—	1939-61	202	9,18	—	—	—	1939-61	63,12	19,49	0,89	1,40	N	63,12	2558	d
2,73	1939-61	60	2,73	1924-61	101	2,73	1939-61	217,20	43,26	1,97	0,91	N	217,20	2559	d
9,20	1939-61	67	3,04	1924-61	205	5,54	1939-61	611,99	265,74	12,08	1,97	ENE	611,99	2395	d
5,27	1939-61	60	2,73	1924-61	139	3,76	1939-61	458,75	151,94	6,91	1,51	E	458,75	2491	d
—	1939-61	50	2,36	—	—	—	1939-61	48,75	30,69	1,40	2,86	SE	48,75	2900	d-v
5,50	1930-61	-7	-0,23	1926-61	15	0,43	1930-61	43,32	29,44	0,95	2,20	SE	43,32	2975	d-v
—	—	—	—	—	—	—	1926-61	3,71	3,71	0,11	2,86	E	3,71	3005	—
1,88	1942-61	20	1,05	1926-61	50	1,43	1942-61	27,23	15,10	0,79	2,91	E	27,23	2970	d
3,31	1942-61	25	1,32	1926-61	78	2,23	1942-61	55,07	27,06	1,42	2,59	SSW	55,07	3072	d
1,15	—	—	—	—	—	—	1939-61	12,50	12,50	0,57	4,56	SE	12,50	2985	—
—	—	—	—	—	—	—	1927-61	21,66	21,66	0,64	2,96	SE	21,66	2980	—
—	—	—	—	1927-61	100	2,94	1927-61	18,56	9,06	0,27	1,43	NE	18,56	2750	d-v
—	—	—	—	1924-61	396	10,70	1924-61	133,75	-8,75	-0,24	-0,18	N	133,75	2884	d
—	—	—	—	1924-61	339	9,16	1924-61	432,45	79,51	2,15	0,50	NNE	432,45	2111	d
0	1930-61	150	-4,84	1926-61	150	4,29	1930-61	49,50	6,69	0,21	0,44	NE	49,50	2620	d-v
21,25	1930-61	-15	-0,48	1926-61	70	2,00	1930-61	30,94	15,94	0,51	1,66	N	30,94	2700	v
0	1930-61	1	0,03	1926-61	1	0,03	1930-61	8,66	2,60	0,08	0,97	W	8,66	3059	d
1,61	1942-61	-50	-2,63	1924-61	-21	-0,57	1942-61	50,12	-0,82	-0,43	-0,86	W	50,12	2901	d
-0,31	1942-61	-18	-0,95	1926-61	-23	-0,66	1942-61	82,46	20,27	1,07	1,30	NW	82,46	2840	d
—	—	—	—	—	—	—	1942-61	69,77	32,33	1,70	2,44	NW	69,77	2795	d-v
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	6,87	6,87	0,22	3,22	W	6,87	3145	—
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	4,37	4,37	0,14	3,22	WSW	4,37	3050	—
36,17	1930-61	40	1,29	1924-61	257	6,95	1930-61	79,21	11,40	0,37	0,47	WNW	79,21	2683	d
12,83	1930-61	-5	-0,16	1924-61	72	1,95	1930-61	26,61	6,30	0,20	0,76	W	26,61	2898	d
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	12,50	12,50	0,40	3,22	WNW	12,50	2960	—
0	1930-61	30	0,97	1926-61	30	0,86	1930-61	57,65	29,92	0,97	1,68	NW	57,65	2720	d
—	—	—	—	—	—	—	1930-61	5,00	5,00	0,16	3,22	WSW	5,00	3000	—
1,56	1942-61	95	5,00	1926-61	120	3,43	1942-61	108,29	70,35	3,70	3,42	NW	108,29	2700	v
0,22	1942-61	35	1,84	1924-61	39	1,05	1942-61	825,45	197,70	10,41	1,26	NNE	825,45	2221	d
-5,10	1934-61	250	9,26	1924-61	199	5,38	1934-61	72,40	33,83	1,25	1,73	ENE	72,40	2351	v
—	—	—	—	1925-61	115	3,19	1925-61	16,87	8,50	0,24	1,40	NE	16,87	2475	v
—	—	—	—	1925-61	47	1,31	1925-61	41,29	8,73	0,24	0,59	NE	41,29	2283	v
—	—	—	—	1925-61	90	2,50	1925-61	14,23	9,36	0,26	1,83	NW	14,23	2700	d
—	—	—	—	1925-61	120	3,33	1925-61	148,62	8,87	0,25	0,17	NNW	148,62	2700	d
—	—	—	—	1925-61	235	6,53	1925-61	358,95	66,45	1,85	0,52	N	358,95	1980	d
—	—	—	—	1925-61	275	7,64	1925-61	141,71	37,34	1,04	0,73	N	141,71	2150	d
—	—	—	—	1926-61	300	8,57	1926-61	390,47	34,85	1,00	0,26	N	390,47	2100	d
—	1941-61	105	5,25	—	—	—	1941-61	113,86	42,92	2,15	1,90	NNE	113,86	2695	d

7. Variazioni posteriori all'anno 1924.

Il periodo che va dal 1924 al 1966 è quello che comprende le nostre ricerche sui ghiacciai della regione dell'Ortles-Cevedale, quindi i dati relativi a questo intervallo di tempo sono quelli forniti dalle nostre misure di variazioni delle posizioni delle fronti mediante rilievi ai segnali, di variazioni delle altezze frontali e delle aree glaciali mediante rilievi in luogo. Con questi dati abbiamo compilato la tabella 35.

Cerchiamo ora di mettere in relazione le variazioni planimetriche, altimetriche ed areali dei ghiacciai considerati con le seguenti variabili indipendenti: a) esposizione, b) area, c) altezza della fronte, d) tipo di alimen-

Per quanto si riferisce all'esposizione si ottengono i seguenti ri-

Tabella 36.

Esposizione	Ritiro frontale annuo			Innalzamento frontale annuo			Diminuzione areale annua
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	1924-61 ha
N	4,24	8,22	6,03	6,36	3,52	4,58	0,95
NNE	5,94	7,51	6,34	0,22	3,55	3,65	3,81
NE	6,07	—	—	6,08	-0,36	2,85	0,32
ENE	6,02	16,94	15,76	2,05	4,60	4,23	2,96
E	—	—	—	3,58	1,89	2,68	1,28
ESE	6,59	4,59	6,36	—	3,77	3,75	0,98
SE	2,62	4,28	3,76	3,33	1,07	4,72	0,81
SSE	9,01	9,68	11,66	— 1,08	4,97	2,52	1,30
S	11,16	15,56	8,97	— 1,07	5,61	2,82	0,41
SSW	—	0,69	—	3,31	1,32	2,23	1,42
SW	8,79	17,19	17,30	1,50	4,16	2,42	1,90
WSW	—	—	—	—	—	—	0,15
W	4,42	7,22	6,37	3,03	1,17	2,62	0,97
WNW	6,04	11,78	11,59	18,09	2,03	3,04	0,73
NW	6,23	10,23	8,24	— 0,14	3,67	2,80	1,45
NNW	9,93	15,60	13,26	3,69	5,30	2,50	2,90
val. medio	6,70	9,96	8,89	3,50	3,08	3,16	1,40

Dalla tabella vediamo che i valori massimi di ogni colonna non cadono in corrispondenza di una stessa esposizione, bensì in corrispondenza a diverse esposizioni; analogamente avviene per i valori minimi. Abbiamo perciò creduto opportuno applicare il principio della sovrapposizione degli effetti, anche perchè i valori riportati sopra non si riferiscono sempre agli stessi ghiacciai, ed abbiamo

sommato i valori di ogni riga, completando i dati mancanti con il valore medio della colonna relativa. Eccone i risultati:

Tabella 37.

N 33,90	NNE 31,03	NE 34,56	ENE 53,06	E 35,57	ESE 29,54	SE 20,59	SSE 38,06
S 42,39	SSW 25,15	SW 53,26	WSW 36,03	W 25,80	WNW 53,30	NW 32,48	NNW 53,18

Esaminando i dati scritti sopra notiamo come l'esposizione più favorevole al mantenimento della copertura glaciale risulti quella di SE e la meno favorevole quella di WNW.

Per quanto si riferisce al periodo di più rapido ritiro ed innalzamento delle fronti dei ghiacciai, esaminando i valori dell'ultima riga della tabella 36, osserviamo come durante il primo periodo si ebbero un ritiro più rapido ed un innalzamento frontale meno rapido che nel secondo.

Elaborando i dati della tabella abbiamo calcolato i valori medi delle medie annue del ritiro dei ghiacciai aventi esposizione con componente N, E, S ed W ottenendo i seguenti risultati:

Tabella 38.

Componente	Ritiro frontale annuo			Innalzamento frontale annuo			Diminuzione areale annua
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	1924-61 ha
N	6,35	11,71	10,50	5,19	3,19	3,38	1,87
E	6,04	8,60	8,74	2,36	2,78	3,49	1,64
S	7,63	8,67	9,61	1,20	3,48	3,08	1,00
W	7,08	10,45	11,35	4,91	2,94	2,60	1,36

Applicando il principio della sovrapposizione degli effetti otteniamo i seguenti valori:

N	42,19
E	33,65
S	34,67
W	40,69

L'esposizione più favorevole al mantenimento della copertura glaciale è stata quindi quella con componente E e la meno favorevole quella con componente N.

Per quanto si riferisce all'area dei ghiacciai abbiamo suddiviso questi ultimi in diciotto classi, le prime diciassette comprendenti ognuna sette ghiacciai e l'ultima comprendente sei ghiacciai ed abbiamo fatto la media aritmetica dei valori di ogni classe ottenendo i seguenti risultati:

Tabella 39.

Area ha	Ritiro frontale annuo			Innalz. frontale annuo			Diminuzione areale annua	
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	1924-61 ha	1924-61 % area iniziale
1604,61-432,45	12,90	22,78	18,68	3,63	4,05	4,52	7,24	0,99
404,96-238,14	11,00	23,16	16,07	0,11	2,33	3,54	3,54	1,13
233,15-163,47	6,01	9,21	8,02	5,56	4,24	4,81	1,93	1,00
150,98-123,76	6,40			1,46	7,27	4,60	0,92	0,68
123,34- 86,63	4,44	7,26	7,36	1,56	5,13	4,62	1,45	1,39
86,63- 78,59	5,59	5,47	4,85	14,29	0,70	4,08	1,19	1,47
73,69- 65-60	9,03	8,23	4,77	-2,18	7,55	4,43	1,46	2,07
63,12- 54,45	7,32	5,74	7,50	1,56	4,32	3,46	1,02	1,72
51,36- 45,79	3,02	5,95	4,32	0,49	-1,14	1,75	0,41	0,86
44-55- 38,98	4,79	2,99	6,27	2,75	2,42	1,16	0,51	1,20
38,98- 30,22	3,25	19,26	14,82	14,08	0,57	2,57	0,61	1,88
29,37- 26,61	2,14	6,84	4,08	6,57	1,36	2,37	0,54	1,94
26,60- 21,04	4,48	5,75	7,31	-1,92	6,30	2,18	0,39	1,69
21,04- 17,94	2,16				6,67	4,12	0,41	2,07
16,87- 12,50	8,28			1,15	3,39	2,58	0,36	2,57
12,50- 8,66	1,17	7,00	3,83	0,00	1,45	0,89	0,28	2,23
8,66- 5,57	1,57	3,45	2,47	6,50	0,03	0,03	0,22	3,31
5,00- 3,09	1,56						0,17	4,38

Dalla tabella risulta: a) i ghiacciai più estesi hanno presentato in generale le medie annue di ritiro frontale più elevate, mentre non è possibile fare un'analoga affermazione per l'innalzamento frontale; b) quanto più i ghiacciai sono estesi tanto maggiore è la diminuzione media annua della loro area e viceversa; c) quanto più i ghiacciai sono piccoli tanto più rapida è la diminuzione della loro area espressa in percentuale, per cui tanto più rapida è, durante una fase di ritiro glaciale, la loro scomparsa, com'è naturale. Per meglio illustrare quanto abbiamo scritto ai punti b) e c) abbiamo costruito i due diagrammi di fig. 21 che portano sull'asse delle ascisse le aree dei ghiacciai espresse in ettari e sull'asse delle ordinate le variazioni areali medie espresse in ettari ed in percentuale dell'area iniziale e che mostrano chiaramente quanto affermato più sopra.

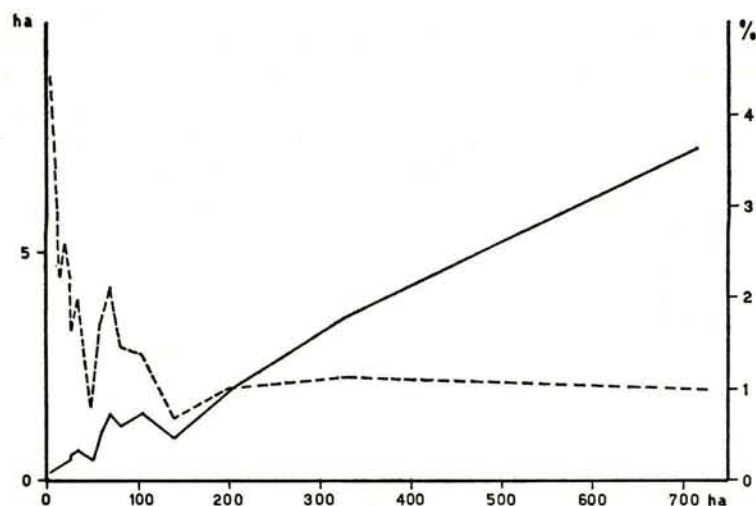


Fig. 21 - Variazioni areali medie annue dei ghiacciai in funzione delle loro aree.

Per quanto si riferisce all'altezza della fronte dei ghiacciai abbiamo suddiviso questi ultimi in diciotto classi ed abbiamo fatto la media aritmetica dei valori di ogni classe, ottenendo i seguenti risultati:

Tabella 40.

Altezza frontale m	Ritiro frontale annuo			Innalzamento frontale annuo			Diminuz. areale annua 1924-61 ha
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	
3340-3059	0,65	0,69	—	1,66	1,58	0,94	0,33
3050-3005	5,90	3,22	4,37	4,21	6,30	2,38	0,34
3001-2975	3,93	5,28	—	3,33	—0,23	0,84	0,44
2970-2930	2,09	5,93	5,09	0,94	2,65	1,60	0,46
2920-2898	4,17	10,05	7,83	7,22	0,58	1,83	0,45
2896-2870	5,32	10,09	14,82	—	—	4,18	0,36
2870-2859	4,41	5,68	6,45	—	0,66	1,83	0,74
2853-2819	2,99	11,47	8,12	—0,27	1,40	1,72	1,05
2817-2800	5,91	34,83	20,35	0,58	4,05	3,31	1,56
2796-2780	3,41	4,21	2,58	1,00	1,39	1,98	0,98
2765-2720	2,83	3,98	2,76	—0,38	2,66	2,45	0,51
2719-2700	10,54	9,26	3,27	6,02	5,30	3,33	0,70
2700-2681	7,96	7,23	7,00	13,06	4,70	4,96	1,52
2670-2622	8,71	9,84	6,66	2,30	4,37	4,32	1,97
2620-2578	3,01	10,26	7,17	4,90	1,62	4,07	1,10
2566-2475	11,88	15,30	17,72	7,08	3,79	3,27	2,07
2463-2313	6,70	19,30	16,11	4,94	5,81	5,17	3,50
2283-1980	10,75	15,99	14,81	1,27	5,53	5,81	4,54

Dalla tabella notiamo che: *a*) le variazioni planimetriche ed altimetriche della fronte dei ghiacciai aventi altezza frontale minore sono maggiori di quelle dei ghiacciai più elevati; *b*) le variazioni areali sono tanto più grandi quanto più piccola è la loro altezza frontale, come si può vedere nel diagramma di fig. 22 che porta sull'asse delle ascisse le altezze frontali dei ghiacciai espresse in metri e sull'asse delle ordinate le variazioni areali medie annue espresse in ettari.

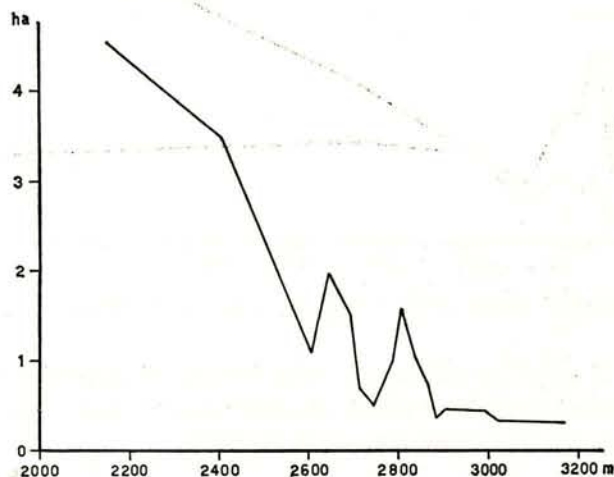


Fig. 22 – Variazioni areali medie annue dei ghiacciai in funzione delle loro altezze frontali.

Per quanto si riferisce al tipo di alimentazione abbiamo distinto tre gruppi di ghiacciai: *a*) ad alimentazione diretta, *b*) ad alimentazione diretta e da valanghe, *c*) ad alimentazione da valanghe. Facendo la media aritmetica dei valori corrispondenti a ciascun gruppo abbiamo ottenuto i seguenti risultati:

Tabella 41.

Alimentazione	Ritiro frontale annuo			Innalzamento frontale annuo			Diminuz. areale annua
	1924-43 m	1933-66 m	1924-66 m	1924-42 m	1930-61 m	1924-61 m	
diretta	6,36	13,83	12,13	4,86	3,04	3,34	1,85
diretta-valang.	5,35	7,41	5,77	1,38	3,09	3,59	0,89
valanghe	7,83	11,13	10,55	5,90	4,59	2,43	0,93

Il tipo di alimentazione più favorevole al mantenimento della copertura glaciale è dunque quello misto (diretta-valanghe) ed il meno favorevole è quello ad alimentazione diretta.

8. Confronto fra le oscillazioni delle fronti di alcuni ghiacciai e le variazioni climatiche.

Per cercare di identificare le variazioni climatiche dalle variazioni medie annue delle fronti dei ghiacciai della regione abbiamo compilato i diagrammi delle variazioni medie annue di dieci ghiacciai opportunamente ubicati nell'area in istudio e controllati per un periodo di tempo sufficientemente lungo.

I ghiacciai prescelti sono qui sotto elencati.

Tabella 42.

Ghiacciaio	Tipo morfol.	Esposiz.	Superficie (1939) ha	Altezza fronte (1939) m	Tipo di alimentazione
Ghiacciaio dei Vitelli	vallivo	NW	277,84	2490	diretta
Ghiacciaio dello Zebrù	vallone	S	232,00	2670	diretta-valanghe
Ghiacciaio Orientale dei Castelli	circo	NNW	52,31	2770	diretta
Ghiacciaio di Cedeh	vallivo	W	342,43	2605	diretta
Ghiacciaio Merid. delle Rosole	vallivo	SW	102,81	2720	diretta
Ghiacciaio dei Forni	vallivo	NNW	1604,61	2245	diretta
Ghiacciaio della Sforzellina	circo	WNW	60,02	2650	diretta-valanghe
Ghiacciaio del Gavia	circo	E	9,28	2943	diretta-valanghe
Vedretta Alta	ripiano	N	217,20	2600	diretta
Ghiacciaio di Solda	vallivo	NE	825,95	2225	diretta

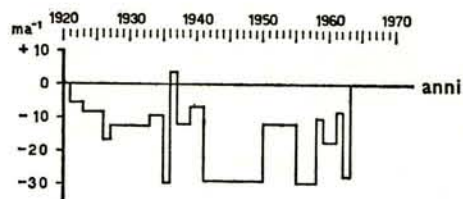
Per affrontare il problema propostoci abbiamo intanto costruito i dieci diagrammi di fig. 23 che portano sull'asse delle ascisse gli anni e sull'asse delle ordinate le corrispondenti variazioni planimetriche medie annue delle fronti espresse in metri.

Abbiamo inoltre costruito i tre diagrammi di fig. 24 che rappresentano: a) la variazione delle precipitazioni annue alla stazione di Bormio (1225 m) dal 1921 al 1963; b) la variazione della temperatura media estiva alla stazione di Bormio dal 1930 al 1963; c) la variazione dell'altezza media annua del manto nevoso alle stazioni di Santa Caterina Valfurva (1740 m) e di Caresèr (diga) (2600 m) dal 1930 al 1963.

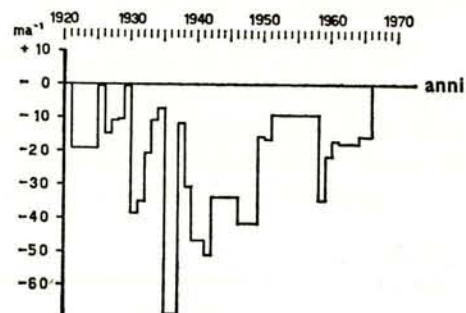
Abbiamo ora la possibilità di identificare i periodi di massimo e minimo accumulo di neve nel bacino di alimentazione dei ghiacciai considerati.

Maggior accumulo nivale si verificò durante gli anni: 1923, 1926, 1939, 1951, 1954, 1960; fra questi furono particolarmente favorevoli: l'anno 1926 per l'importo elevato delle precipitazioni, l'anno 1939 per la bassa temperatura media estiva, l'anno 1954 per l'importo elevato delle precipitazioni, la bassa

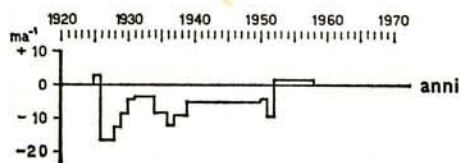
Ghiacciaio dei Vitelli



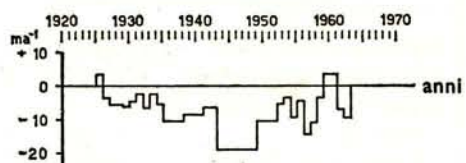
Ghiacciaio dei Forni



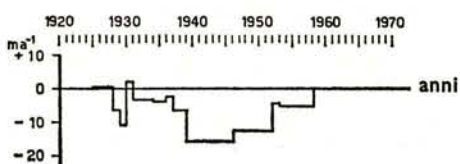
Ghiacciaio dello Zebrù



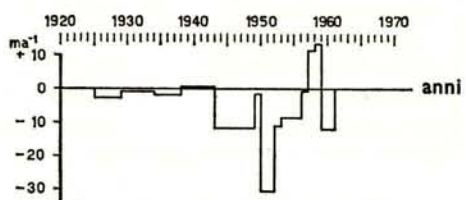
Ghiacciaio della Sforzellina



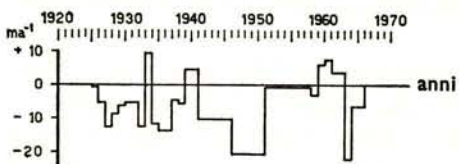
Ghiacciaio Orientale dei Castelli



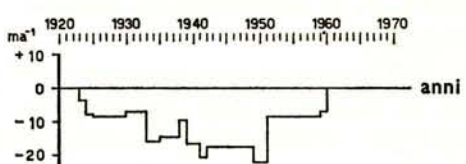
Ghiacciaio del Gavia



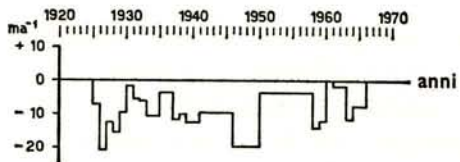
Ghiacciaio di Cedeh



Vedretta Alta



Ghiacciaio Meridionale delle Rosole



Ghiacciaio di Solda

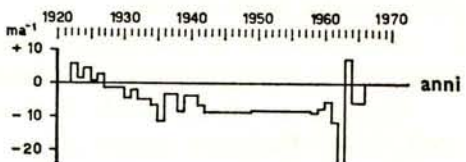


Fig. 23 - Variazioni planimetriche medie annue di alcuni ghiacciai (1921-1966).

temperatura media estiva e la notevole altezza del manto nevoso e l'anno 1960 per l'importo elevato delle precipitazioni e la notevole altezza del manto nevoso.

Minor accumulo nivale si ebbe durante gli anni: 1921, 1930, 1932, 1936, 1938, 1941, 1943, 1949, 1953, 1955, 1959, 1961; fra questi furono particolarmente favorevoli: gli anni 1941, 1943 e 1949 per l'alta temperatura media estiva, per il debole importo delle precipitazioni e per la piccola altezza del manto nevoso.

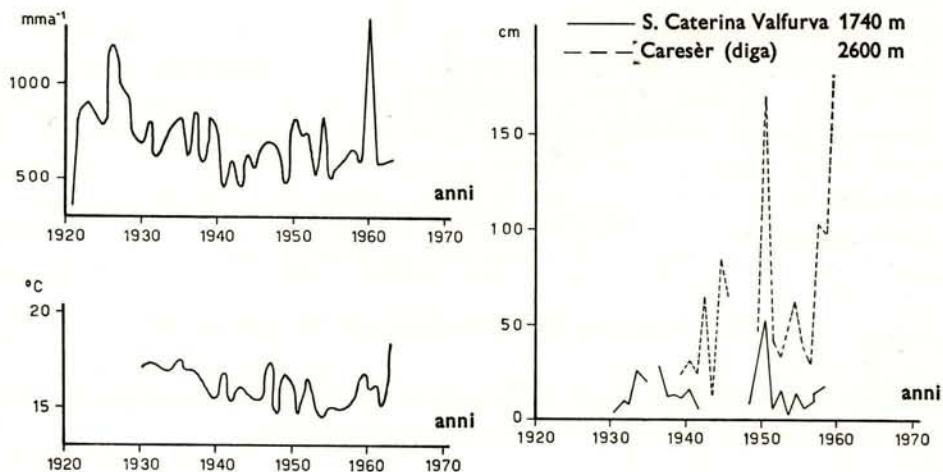


Fig. 24 - Variazioni delle precipitazioni annue, della temperatura media estiva e dell'altezza del manto nevoso.

Quanto detto sopra è messo ancor meglio in evidenza dal diagramma di fig. 25 ottenuto applicando il principio della sovrapposizione degli effetti ai primi due diagrammi della figura precedente. Questo diagramma è stato ottenuto assumendo come ordinata zero l'ordinata corrispondente al valore medio delle precipitazioni annue e delle temperature medie estive alla stazione di Bormio nel periodo considerato. Abbiamo poi sommato i valori della precipitazione annua superiori al valore medio e della temperatura media estiva inferiori al valore medio (sovrapposizione degli effetti delle condizioni favorevoli all'accumulo nivale); analogamente abbiamo sommato i valori della precipitazione annua inferiori al valore medio e della temperatura media estiva superiori al valore medio (sovrapposizione degli effetti delle condizioni sfavorevoli all'accumulo nivale) ed abbiamo invece eseguito la somma algebrica dei valori della precipitazione annua e della temperatura media estiva che presentavano caratteri opposti rispetto alla possibilità dell'accumulo nivale.

Possiamo ora confrontare quest'ultimo diagramma con i dieci diagrammi relativi ai ghiacciai prescelti. I risultati del confronto sono stati da noi riportati

nella seguente tabella nella quale il ritardo fra variazione climatica e variazioni delle fronti è espresso in anni e la escursione fra la massima e la minima media

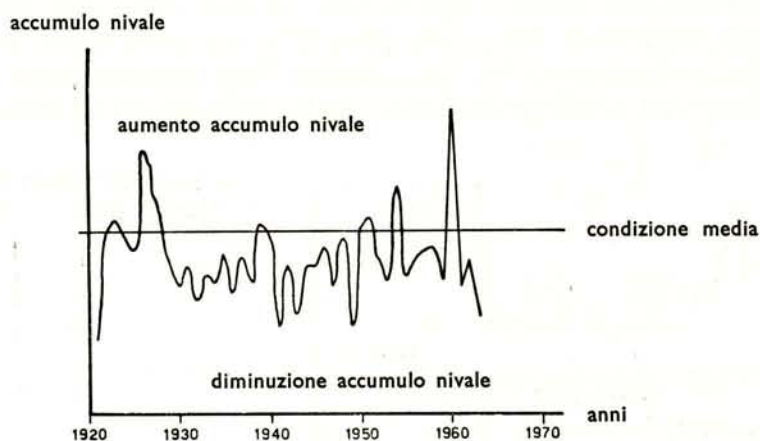


Fig. 25 - Variazione dell'accumulo nivale dal 1921 al 1963.

annua di variazione della fronte è espressa in metri. Questa escursione esprime la « sensibilità » del ghiacciaio alle variazioni climatiche.

Tabella 43.

Nome del ghiacciaio	Ritardo anni	Sensibilità m
Ghiacciaio dei Vitelli	4,5-5,5	32,90
Ghiacciaio dello Zebrù	5,0	19,30
Ghiacciaio Orientale dei Castelli	3,5-4,5	17,65
Ghiacciaio di Cedeh	2,5-4,0	31,17
Ghiacciaio Meridionale delle Rosole	4,0	20,80
Ghiacciaio dei Forni	5,5-6,0	68,35
Ghiacciaio della Sforzellina	2,0-3,0	22,85
Ghiacciaio del Gavia	1,5-2,0	43,85
Vedretta Alta	3,5	18,48
Ghiacciaio di Solda	6,0-6,5	31,00

Dal confronto fra la prima tabella del presente paragrafo e l'ultima rileviamo che: a) esiste sempre un ritardo fra causa climatica e variazione della fronte di un ghiacciaio e questo ritardo è, a parità di altre condizioni, maggiore nei ghiacciai vallivi rispetto agli altri tipi morfologici e nei ghiacciai più estesi; b) la sensibilità alle variazioni climatiche sembra massima nei ghiacciai più estesi (Ghiacciaio dei Forni) ed in quelli più piccoli (Ghiacciaio di Gavia);

c) con i dati a disposizione non possiamo dire nulla in merito alle relazioni intercorrenti fra variazioni climatiche ed esposizione, altezza della fronte, tipo di alimentazione.

E. RAPPORTI FRA LE VARIAZIONI DELLE FRONTI E DELL'AREA DEI GHIACCIAI E LE PORTATE DEI CORSI D'ACQUA

Soltanto sui ghiacciai dei Forni e del Caresèr possediamo dati sulle variazioni della fronte e dell'area glaciale e dati di portata dei corsi d'acqua alimentati da essi per lo stesso periodo di tempo.

Per quanto riguarda il Ghiacciaio dei Forni tali dati ci vengono forniti da G. Baronio (1933), M. Visentini (1938) e da F. Abbadessa (1955).

Secondo G. Baronio nel bacino di S. Caterina Valfurva, che presenta il 38% di area coperta dai ghiacci, i coefficienti di deflusso medi mensili relativi al periodo 1926-1930 sono i seguenti:

Tabella 44.

G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
0,33	—	0,41	—	0,74	2,46	2,81	1,96	1,13	0,84	0,50	0,61	1,28

Dalla tabella risulta che il coefficiente di deflusso è minore dell'unità nei mesi da ottobre a maggio con un minimo in gennaio, mentre supera l'unità durante i mesi estivi col massimo in luglio, allorchè il deflusso è quasi triplo del corrispondente afflusso meteorico.

Nella tabella seguente riportiamo, ricavandoli dal sopracitato lavoro, i valori del coefficiente di deflusso di ogni singolo anno ed i corrispondenti arretramenti della fronte del Ghiacciaio dei Forni:

Tabella 45.

Periodo di osservazione	Coefficiente di deflusso	Arretramento della fronte m
1927	1,68	15,3
1928	1,22	8,5
1929	1,75	20,8
1930	1,22	1,0

Dai dati suddetti appare evidente l'influenza dell'ablazione del ghiacciaio dei Forni sulla portata del torrente Frodolfo, com'è ovvio.

M. Visentini ha poi calcolato per la stazione dei Forni, che sottende un'area di 48,50 km² con altitudine media di 2800 m e per la stazione di Santa Caterina, che sottende un'area di 105,60 km² con altitudine media di 2770 m, i coefficienti di deflusso medi mensili nel periodo 1930-1937:

Tabella 46.

Stazione	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Forni	0,31	0,25	0,18	0,20	0,83	3,45	4,72	4,14	2,85	1,13	0,54	0,45	2,04
S. Caterina	0,43	0,34	0,26	0,29	1,01	3,13	3,18	2,51	1,71	0,79	0,57	0,45	1,53

Se confrontiamo i valori della stazione dei Forni, col 47% di area coperta dal ghiaccio, con quelli della stazione di Santa Caterina, col 38% di area glaciale, rileviamo che la massima differenza fra i coefficienti di deflusso si è avuta durante i mesi da giugno a settembre, nei quali i valori della stazione dei Forni sono stati nettamente superiori a quelli di Santa Caterina.

Nelle tabelle che seguono riportiamo, per le due stazioni in esame, i coef-

Tabella 47.

	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937
<i>Stazione</i>	Coefficienti di deflusso annuali							
Forni	1,78	2,39	1,94	1,63	2,01	2,36	2,38	1,97
S. Caterina	1,32	1,59	1,53	1,34	1,45	1,62	2,02	1,44
<i>Stazione</i>	Contributi glaciali annui (l s ⁻¹ km ⁻²)							
Forni	50,8	76,9	52,5	43,0	69,3	84,8	72,4	72,1
S. Caterina	37,0	54,3	45,2	36,6	48,9	58,9	70,7	50,5
<i>Ghiacciaio</i>	Arretramenti frontali (m)							
dei Forni	13,11	37,29	30,12	17,19	9,50	27,61	68,68	49,69
di Cedeh	5,74	5,06	8,44	5,09	-2,19	12,40	13,72	10,68
Totale	18,85	42,35	38,56	22,28	7,31	40,01	82,40	60,37

ficienti di deflusso medio di ogni singolo anno ed i contributi glaciali corrispondenti, ricavandoli dal sopracitato lavoro, nonché gli arretramenti frontali del Ghiacciaio dei Forni e del Ghiacciaio di Cedeh, ricavati dai dati da noi raccolti e adeguati al periodo considerato da M. Visentini.

Durante l'anno 1931 si sono, dunque, verificati contemporaneamente un massimo del coefficiente di deflusso e del contributo glaciale nelle due stazioni ed un massimo del ritiro frontale dei due ghiacciai, mentre durante l'anno 1933 si sono verificati un minimo del coefficiente di deflusso ed un minimo del contributo glaciale, ma non un minimo degli arretramenti frontali che ebbero invece luogo nell'anno successivo. Infine, durante l'anno 1936 si ebbero un massimo del coefficiente di deflusso ed un massimo degli arretramenti frontali, mentre il massimo dei contributi glaciali ha avuto luogo durante l'anno precedente.

Secondo F. Abbadessa (1955) nella stazione idrometrica dei Forni sul Frodolfo il coefficiente di deflusso medio mensile del periodo 1931-1940 ha assunto i seguenti valori:

Tabella 48.

G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
0,35	0,26	0,19	0,21	0,73	2,72	3,66	4,66	2,76	0,94	0,44	0,50	1,93

Nella tabella che segue riportiamo, per la stessa stazione, i coefficienti di deflusso medio ed i contributi glaciali dei vari anni, nonché gli arretramenti frontali del Ghiacciaio dei Forni.

Tabella 49.

	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	1939	1940
<i>Stazione</i>	Coefficienti di deflusso annuali									
Forni	2,40	1,95	1,65	2,03	2,37	2,36	1,98	1,87	1,33	1,77
<i>Stazione</i>	Contributi glaciali annui ($1 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$)									
Forni	77,7	53,3	44,1	71,9	85,9	72,5	72,8	49,4	35,5	48,3
<i>Ghiacciaio</i>	Arretramenti frontali (m)									
<i>dei Forni</i>	—	—	—	—	—	—	—	16,43	34,57	46,50

Con i dati delle tabelle precedenti abbiamo costruito il diagramma, relativo al periodo dal 1930 al 1940, che porta sull'asse delle ascisse gli anni e sull'asse delle ordinate il coefficiente di deflusso ed il contributo glaciale della stazione dei Forni, nonché gli arretramenti frontali del Ghiacciaio dei Forni (fig. 26).

Dall'esame del diagramma rileviamo come durante l'anno 1931 si siano verificati contemporaneamente massimi del coefficiente di deflusso, del contributo glaciale e del ritiro frontale, mentre durante l'anno 1933 si sono avuti minimi del coefficiente di deflusso e del contributo glaciale, ma non un minimo dell'arretramento frontale che si è verificato invece l'anno successivo. Durante il 1936 si sono verificati massimi del coefficiente di deflusso e dell'arretramento frontale, mentre il massimo del contributo glaciale ha avuto luogo durante l'anno precedente; infine durante il 1939 si sono verificati minimi del coefficiente di deflusso e del contributo glaciale, mentre il minimo dell'arretramento frontale aveva avuto luogo durante l'anno precedente.

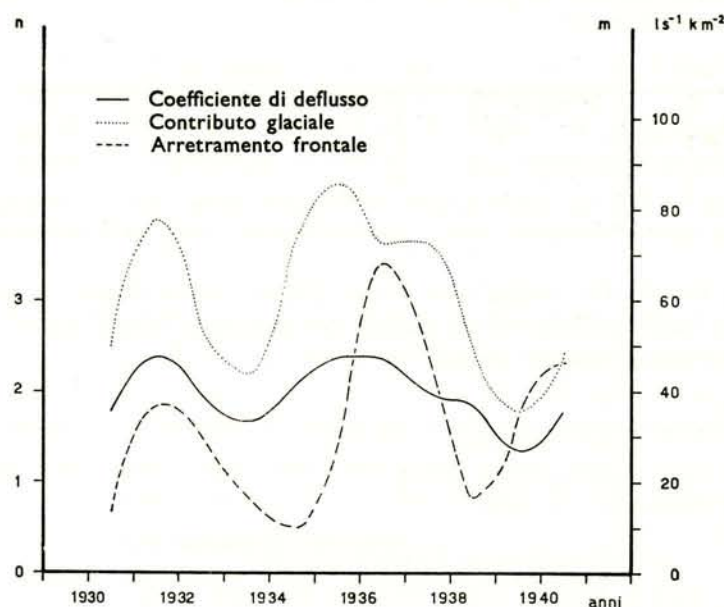


Fig. 26 - Variazioni del coefficiente di deflusso, del contributo glaciale e degli arretramenti frontali del Ghiacciaio dei Forni (1930-1940).

Per quanto si riferisce all'influenza delle variazioni dell'area della lingua del Ghiacciaio dei Forni sulla portata del torrente Frodolfo, F. Abbadessa, nel sopracitato lavoro, prende in esame i rilievi fotogrammetrici della lingua del ghiacciaio eseguiti negli anni 1929, 1936 e 1953. Elaborando i dati forniti dall'autore abbiamo composto la seguente tabella 50.

Dai dati della tabella risulta che il contributo glaciale non dipende soltanto dall'ablazione della lingua del ghiacciaio, ma anche da fattori climatici da essa indipendenti. F. Abbadessa confronta infine il contributo glaciale

Tabella 50.

Periodo	Diminuzione annua superficie lingua km ²	Diminuzione annua volume ghiaccio km ³	Contributo glaciale annuo 1 s ⁻¹ km ⁻²
1929-1936	0,0286	0,002857	62,5
1936-1953	0,0288	0,002882	87,7
1929-1953	0,0288	0,002917	77,0

del Ghiacciaio dei Forni dovuto alla sola ablazione della massa glaciale afferente alla parte terminale del ghiacciaio durante il periodo 1931-1940 con il bilancio idrologico precedentemente esposto ottenendo i seguenti risultati:

Tabella 51.

Periodo	Diminuzione annua superficie lingua km ²	Diminuzione annua volume ghiaccio km ³	Contributo glaciale annuo 1 s ⁻¹ km ⁻²
1931-1940	0,29	0,027	67,1

Come si può vedere il contributo glaciale dovuto alla sola ablazione della lingua (67,1 1 s⁻¹ km⁻²) è poco diverso da quello relativo a tutta la massa di ghiaccio del Ghiacciaio dei Forni (61,0 1 s⁻¹ km⁻²).

Per quanto si riferisce al Ghiacciaio del Caresèr i dati di confronto fra ablazione e portata del Rio Caresèr ci sono stati forniti dalla memoria di A. Desio e V. Pisa (1934).

Premesso che il contributo effettivo della sola parte di bacino glaciale è di 5,40 km², pari al 73% della superficie complessiva sottesa alla stazione di misura, abbiamo compilato la tabella seguente, elaborando i dati forniti dalla sopracitata memoria, relativi al periodo compreso fra il 5 agosto ed il 10 ottobre 1933.

Tabella 52.

Periodo di osservazione	Ablazione totale cm	Contributo totale 1 s ⁻¹ km ⁻²	Precipitazioni mm
5 agosto-10 agosto	34,4	1453,6	10
11 agosto-20 agosto	65,1	2827,5	17
21 agosto-31 agosto	35,0	—	23
1° settembre-10 settembre	36,0	1657,9	33
11 settembre-20 settembre	30,0	1647,0	30
21 settembre-30 settembre	32,7	345,5	32
1° ottobre-10 ottobre	26,0	560,8	37

Dai dati della tabella ci sembra di vedere come nel periodo dal 5 agosto al 10 settembre 1933 si sia verificata una certa relazione di proporzionalità fra contributo ed ablazione, mentre non possiamo dire altrettanto per il periodo successivo.

In appendice a questo paragrafo ricordiamo che durante l'estate dell'anno 1970 S. Belloni (1970) ha iniziato le osservazioni relative al bilancio idrologico dei Ghiacciai del San Giacomo in Valfurva per determinare il contributo glaciale unitario di questi piccoli ghiacciai e per confrontarlo con quello di ghiacciai più estesi.

A questo scopo, durante il periodo di osservazione sono state eseguite misure relative alle precipitazioni occulte, agli afflussi meteorici, all'ablazione glaciale ed alle portate del Rio San Giacomo, alimentato dai due ghiacciai in studio.

I risultati di queste ricerche hanno permesso di concludere, relativamente al periodo considerato, che il contributo unitario di un piccolo ghiacciaio è di poco inferiore a quello di un ghiacciaio di dimensioni molto maggiori e che il rapporto fra le aree di un grande ghiacciaio e di uno piccolo è molto più grande del rapporto fra i relativi contributi unitari.

F. CONSIDERAZIONI SULLE VARIAZIONI DI MASSA DEL GHIACCIAIO DEL CARESÈR NEL QUINQUENNIO 1966-67 ÷ 1970-71

1. Caratteri generali del ghiacciaio.

In accordo con i più recenti orientamenti dell'odierna glaciologia, i quali prevedono, tra l'altro, lo studio su scala mondiale del regime dei ghiacciai, anche nel nostro Paese sono state avviate nel corso dell'ultimo decennio ricerche sul bilancio di massa glaciale. Tali ricerche, dopo una fase a carattere preliminare svoltasi sul ghiacciaio della Marmolada (Alpi Orientali), a partire dal 1966 vengono attuate sul Ghiacciaio del Caresèr, nel gruppo Ortles-Cevedale.

Il Ghiacciaio del Caresèr, situato sul vertice orientale del gruppo, appartiene al bacino dell'Adige (Noce). Sulla base del più recente rilievo aerofotogrammetrico (1970), i suoi principali dati morfometrici sono attualmente i seguenti:

superficie totale	4,6820 km ²
quota della fronte	2855 m
quota del punto più elevato	3350 m
lunghezza massima	2480 m
larghezza massima	2900 m

altitudine media	3080 m ⁽¹⁾
equivalenza dei bacini superiore ed inferiore a quota	3089 m ⁽²⁾
pendenza lungo il principale profilo mediano dalla fronte alla quota 3150	17%

A seguito delle profonde modifiche insorte nel corso dell'ultimo quarantennio, caratterizzato da una fase di intenso ritiro, l'apparato glaciale, precedentemente di un ghiacciaio vallivo di I ordine, va oggi considerato di II ordine (di circo, secondo la classificazione di A. Desio).

Per le sue caratteristiche il Ghiacciaio del Caresèr presenta nell'insieme condizioni particolarmente adatte all'effettuazione di questo genere di studi; tra queste le principali sono le seguenti:

- 1) un ben definito bacino di raccolta, con elevato grado di glaciazione;
- 2) alimentazione dovuta quasi esclusivamente ai normali fattori dell'accumulo e pratica assenza di rapporti di interdipendenza con altre aree glaciali;
- 3) caratteri morfologici e topografici tali da consentire l'effettuazione dei rilievi sull'intera superficie;
- 4) dimensioni non eccessive, ma sempre nel campo di confrontabilità con altri importanti apparati glaciali del gruppo;
- 5) confluenza delle acque di fusione in un unico torrente glaciale che, dopo un percorso di 2 km circa, alimenta un serbatoio idroelettrico a 2600 m di altezza;
- 6) la possibilità di usufruire di particolari facilitazioni di accesso e di soggiorno, oltre alla disponibilità dei dati climatici di una stazione in funzione dal 1930;
- 7) l'esistenza di ripetute levate fotogrammetriche terrestri (1930) ed aeree (1967, 1970) con restituzione a grande scala (1 : 5000).

2. Metodi impiegati per la determinazione del bilancio di massa.

Nelle ricerche intraprese dal 1966-67 in poi per la determinazione del bilancio di massa annuale, è stato utilizzato un metodo basato su cicli di misure di superficie, compiute nell'arco di un'annata 1° ottobre - 30 settembre (annata di bilancio). Tali misure consistono fondamentalmente nella determinazione dell'accumulo e dell'ablazione sulla superficie del ghiacciaio; da detti parametri si ottiene appunto l'ammontare del bilancio glaciale annuo.

⁽¹⁾ 1967.

⁽²⁾ 1967.

L'*accumulo lordo*, noto come l'equivalente in acqua, che corrisponde allo stock nevoso accumulatosi sul ghiacciaio sino al momento d'inizio della fusione, viene valutato, nelle condizioni ambientali dell'area in esame, generalmente entro la prima quindicina di maggio. I rilievi consistono di norma in un notevole numero di sondaggi di spessore della coltre nevosa, condotti lungo profili facenti capo a punti fissi stabiliti sulla superficie del ghiacciaio stesso. Contemporaneamente vengono eseguite a varie altitudini misure di densità media della neve, allo scopo di trasformare i valori di spessore in corrispondenti valori d'acqua.

L'elevato numero di dati ottenuti dalle misure dirette consente quindi la costruzione di carte dell'accumulo per classi di equivalenti in acqua e, da ultimo, la determinazione dell'accumulo lordo sulla superficie del ghiacciaio, in funzione dell'altitudine.

Il secondo termine del bilancio, l'*ablazione lorda*, vale a dire l'equivalente in acqua corrispondente alla globalità dei fenomeni di fusione avvenuti nel corso dell'annata di bilancio, presuppone modalità di effettuazione diverse nelle varie parti del ghiacciaio e presenta in genere difficoltà di attuazione e di determinazione alquanto superiori a quelle relative all'accumulo.

Sul *bacino ablatore*, infatti, le misure consistono nel periodico controllo dell'abbassamento della superficie del ghiaccio in corrispondenza ad una rete di paline. La fusione del ghiaccio (*ablazione netta*) e quella della neve dell'anno, espresse entrambe in equivalenti in acqua, forniscono in tal modo l'*ablazione lorda* su questa parte del ghiacciaio.

Sul *bacino collettore*, dove la fusione interessa in media soltanto parzialmente la copertura nevosa dell'anno, l'ablazione lorda viene stabilita alla fine di ciascuna annata di bilancio per mezzo di misure di densità della neve residua. Queste misure permettono di stabilire la differenza tra l'equivalente in acqua riscontrato al momento dei rilievi di accumulo e la consistenza finale, differenza che rappresenta l'ablazione verificatasi sul bacino di raccolta; la neve residua normalmente esistente alla fine dell'annata di bilancio costituisce a sua volta l'*accumulo netto*.

Da rilevare come anche nelle aree superiori l'ablazione possa, in annate particolari, come, ad es., nell'estate 1971, interessare non soltanto tutta la neve dell'annata stessa ma anche, in misura varia, il nevato delle annate precedenti (*ablazione netta di nevato*). In queste condizioni, peraltro eccezionali, le modalità di valutazione saranno di conseguenza più o meno le stesse per tutte le parti del ghiacciaio.

Il concetto di ablazione netta e di accumulo netto chiarisce quindi in maniera inequivocabile il significato di *zona di accumulo* e *zona di ablazione*, aree cioè nelle quali si sono verificati rispettivamente un accumulo ed un'ablazione netti. La separazione tra le due parti avverrà a quella quota dove non si sono riscontrati nè accumulo netto nè ablazione netta, quota lungo la quale decorre la *linea di equilibrio* (limite annuo delle nevi persistenti).

Dal confronto finale tra accumulo lordo ed ablazione lorda deriva il *bilancio netto* del ghiacciaio. Anche questa grandezza, naturalmente espressa in valori d'acqua, viene calcolata in millimetri (bilancio specifico) ed in metri cubi (bilancio totale) e, nelle presenti ricerche, è stata determinata per intervalli altimetrici di 50 m.

Il bilancio glaciale annuo, positivo o negativo per quanto riguarda il suo valore medio sulla intera superficie del ghiacciaio, presenterà una differenziazione in funzione dell'altitudine: in particolare, da saldi accumulo-ablazione negativi in zona di ablazione, si passerà progressivamente a valori positivi per la zona di accumulo. Il termine di passaggio sarà ancora dato dalla linea di equilibrio, in corrispondenza della quale, equivalendosi accumulo ed ablazione, il bilancio sarà pari a zero.

Il bilancio di massa, valutabile anche con altri metodi, viene ottenuto, nelle ricerche condotte sul Ghiacciaio del Caresèr, dal confronto di valori *lordi* di accumulo e di ablazione. Il metodo, benchè comporti una maggiore complessità dei necessari rilievi, consente una separata e dettagliata valutazione dei due termini fondamentali che costituiscono l'equazione del bilancio; permette così un raffronto tra le stesse grandezze del bilancio e gli elementi meteorologici che le determinano, e di conseguenza lo studio dei rapporti che intercorrono tra condizioni climatiche e regime dei ghiacciai, scopo finale del presente ciclo di ricerche.

3. Risultati relativi al quinquennio 1966-67 ÷ 1970-71.

I rilievi sul terreno, iniziati con l'autunno 1966, sono stati svolti utilizzando la metodologia in precedenza richiamata ed hanno reso possibile giungere alla valutazione del bilancio di massa per ciascuna delle annate considerate. I risultati sono stati resi omogenei mediante criteri unitari di elaborazione e di calcolo, e, per una maggiore comparabilità, sono stati riferiti alla situazione del ghiacciaio esistente nel 1967, nonostante questo abbia nel frattempo subito talune leggere variazioni nella superficie e nella distribuzione delle aree secondo l'altitudine.

Nel corso del medesimo periodo si è recentemente proceduto all'installazione di una serie di totalizzatori sull'area del ghiacciaio ed alla registrazione delle condizioni termiche estive a 3000 m di quota. I dati raccolti serviranno in futuro per una comparazione ed una migliore utilizzazione delle serie climatiche osservate presso la stazione della diga del Caresèr (2600 m) ed in quelle circostanti.

Le osservazioni sull'*accumulo* hanno in primo luogo posto in evidenza i caratteri di complessiva uniformità del fenomeno nel corso praticamente di tutto il quinquennio.

Rispetto ad un valore specifico medio di 970 mm d'acqua/anno, pari a 4,5975 milioni di m³, gli scarti dei cinque valori annuali hanno infatti oscillato tra il 19% in eccesso (1967-68) e l'11% in difetto (1970-71). Nelle rimanenti annate gli scostamenti hanno oscillato tra il 4 e l'1%.

Quanto alla distribuzione dello stock nevoso sulla superficie del ghiacciaio, questa pure ha confermato da un anno all'altro alcuni tratti fondamentali e precisamente un andamento inizialmente decrescente a partire dalla fronte (2855 m) e sino alla zona altimetrica 3000-3050 inclusa; un successivo e progressivo aumento per gli intervalli superiori. Tale comportamento risulta generalmente in rapporto alle diverse situazioni di esposizione al vento, confermatosi nell'insieme uno dei fattori maggiormente condizionanti i caratteri e la consistenza dell'accumulo nevoso.

Nei 5 anni considerati le precipitazioni nevose accumulate sul ghiacciaio hanno toccato in definitiva un volume complessivo di quasi 23 milioni di m³, pari ad una lama d'acqua di 4850 mm.

Nello stesso periodo le caratteristiche dell'ablazione sono apparse contraddistinte, all'opposto, da un'estrema variabilità. Nei confronti di un valore medio specifico di 1250 mm d'acqua/anno, gli scarti nei valori annuali sono risultati compresi tra il 38% in eccesso (1970-71) ed il 58% (1967-68) in difetto, con notevoli differenze praticamente in tutte le annate di bilancio.

Nei riguardi del comportamento nelle diverse zone altimetriche, l'ablazione, indipendentemente da particolari situazioni locali, è risultata in diretto rapporto con l'altitudine. Notevoli tuttavia i gradienti tra una fascia e l'altra, con irregolarità spesso molto sensibili, che in qualche annata sono state poste in rapporto con il verificarsi periodico di nevicate estive ed il conseguente aumento di albedo da queste provocato.

L'ablazione lorda osservata, pari mediamente nel quinquennio in esame a 1250 mm, per un totale di 5,9420 milioni di m³, ha portato ad una dissipazione complessiva di circa 30 milioni di m³ d'acqua, come effetto dei fenomeni di fusione di materiali diversi (neve, ghiaccio, nevato) sulle varie parti del ghiacciaio.

Considerando nell'insieme il periodo in studio, il *bilancio netto* è apparso pertanto in deficit: le annate a bilancio negativo sono state infatti 3 (1966-67; 1969-70; 1970-71) contro 1 (1967-68) a bilancio positivo ed 1 (1968-69) con bilancio in equilibrio. Il bilancio specifico medio annuo che ne è derivato è di -280 mm, pari a -1,3145 milioni di m³; nel corso del quinquennio si è avuta pertanto una perdita complessiva di 1400 mm d'acqua, corrispondenti ad un volume totale di 6,5725 milioni di m³.

Questi valori d'insieme non esprimono tuttavia la situazione osservata alle varie altitudini sul ghiacciaio: nella zona terminale (2850-2900 m) infatti, il deficit nei 5 anni è stato di 6050 mm d'acqua, ciò che corrisponde ad una ridu-

zione di spessore di 6,6 m di ghiaccio; di 5500 mm, pari a 6 m di ghiaccio, nell'intervallo altimetrico successivo; ecc. (cfr. tabella 53).

Tabella 53.

Intervallo m s.m.	1966-67	1967-68	1968-69	1969-70	1970-71	Media
2850-2900	- 1050	- 390	- 1120	- 1670	- 1820	- 1210
2900-2950	- 890	- 370	- 960	- 1600	- 1690	- 1100
2950-3000	- 770	- 350	- 680	- 1470	- 1460	- 950
3000-3050	- 680	- 240	- 430	- 1170	- 1270	- 760
3050-3100	- 480	+ 170	- 90	- 920	- 940	- 460
3100-3150	- 210	+ 560	+ 370	- 250	- 130	+ 70
3150-3200	+ 100	+ 790	+ 510	+ 170	+ 60	+ 330
> 3200	+ 130	+ 1130	+ 670	+ 690	+ 420	+ 610
2850-3350	- 390	+ 260	± 0	- 630	- 650	- 280

Nella fascia altimetrica comprendente l'isoipsa che corrisponde all'altitudine media del ghiacciaio (3080 m, intervallo 3050-3100 m) vi è stata ancora una diminuzione di 2300 mm d'acqua, pari ad oltre 2,5 m di spessore di ghiaccio. Nell'intervallo più elevato, infine (>3200 m); è stato calcolato un incremento che, espresso esclusivamente in termini d'acqua, assomma a 3050 mm.

In termini di spessore e, di conseguenza, agli effetti soprattutto delle modificazioni nelle caratteristiche dell'apparato glaciale, la riduzione è stata perciò molto sensibile sulle superfici comprese tra 2850 e 3000 m di altitudine, con valori oscillanti tra 6,6 e 4,15 m di ghiaccio. Tenendo tuttavia conto della distribuzione areale con l'altitudine (fig. 27) le modificazioni anche vistose di questa parte del ghiacciaio, che rappresenta all'incirca il 13 % della superficie totale, non assumono un rilevante effetto nell'economia generale del ghiacciaio stesso (cfr. tabella 54).

Più importanti, a tali effetti, vanno invece considerate le variazioni di volume intercorse tra i 3000 e i 3100 m, dove ad un bilancio specifico moderatamente negativo, ha corrisposto una perdita di volume totale pari all'87 % della riduzione globale subita dal ghiacciaio nel quinquennio in esame.

Nella fig. 28 sono riportati i valori della *linea di equilibrio* corrispondenti alla fine di ciascuna annata di bilancio dal 1966-67 al 1970-71 e la linea media per lo stesso periodo. Nel 1968-69, annata, com'è noto, a bilancio netto in parità, la quota della linea di equilibrio è risultata di 3084 m. Questo valore è venuto praticamente a coincidere con l'altitudine media del ghiacciaio (3080 m) dedotta dalla curva ipsografica, dato molto vicino a sua volta all'isoipsa che divide il ghiacciaio stesso in due superfici uguali (3089 m). Se si tiene poi pre-

Tabella 54.

Intervallo m s.m.	Distribuzione areale km ²	Accumulo lordo mm	Ablazione lorda mm	Bilancio netto	
				specifico mm	totale 10 ⁶ m ³
2850-2900	0,0565	1020	2230	-1210	-0,0675
2900-2950	0,2115	970	2070	-1100	-0,2280
2950-3000	0,3525	960	1910	- 950	-0,3410
3000-3050	0,9030	900	1650	- 760	-0,6675
3050-3100	1,0690	930	1390	- 460	-0,4780
3100-3150	1,3040	990	920	+ 70	+0,0935
3150-3200	0,4580	1060	740	+ 330	+0,1505
> 3200	0,3660	1130	520	+ 610	+0,2235
2850-3350	4,7205	970	1250	- 280	-1,3145

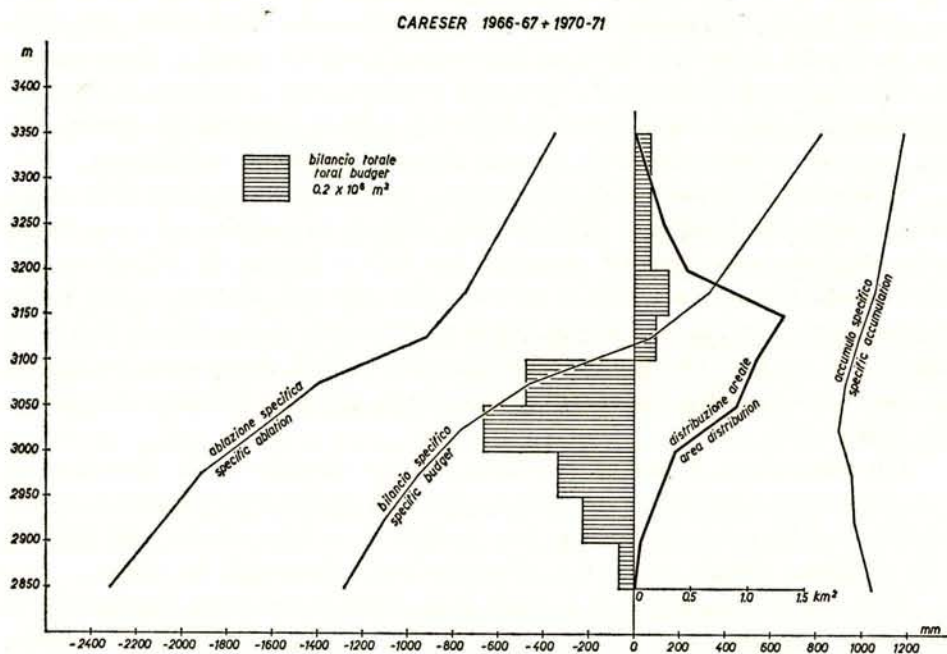


Fig. 27 - Ghiacciaio del Caresèr: accumulo, ablazione e bilancio netto medio per il periodo 1966-67 ÷ 1970-71, (valori espressi in millimetri di equivalente in acqua in funzione dell'altitudine).

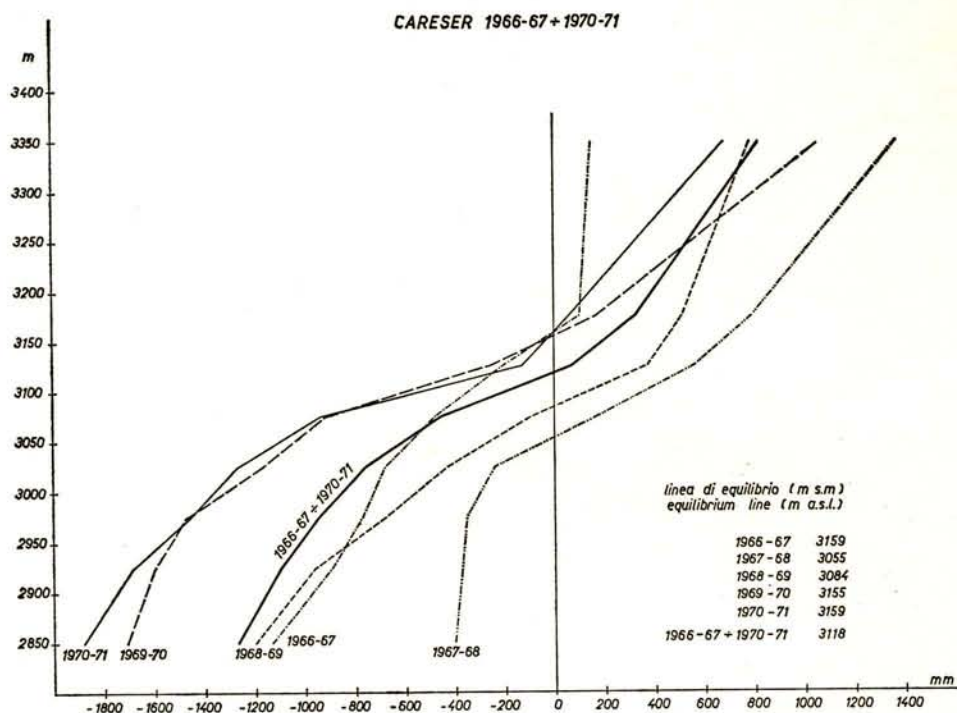


Fig. 28 - Ghiacciaio del Caresèr: bilanci di massa specifici per le annate dal 1966-67 al 1970-71; bilancio specifico medio per lo stesso periodo (valori espressi in millimetri di equivalente in acqua in funzione dell'altitudine).

sente che il limite delle nevi permanenti sul bacino del Caresèr è stato calcolato dal Desio in 3084 m, si dovrebbe concludere da un lato sulla validità, per il Ghiacciaio del Caresèr, dei metodi morfometrici e diretti utilizzati nella valutazione dei limiti sopra riportati, dall'altro nella stretta concordanza tra questi ultimi.

Le condizioni di moderato squilibrio complessivo per il quinquennio 1966-67 ÷ 1970-71 (−280 mm, con un'altitudine della linea di equilibrio di 3118 m), in un ghiacciaio caratterizzato da scarsa se non trascurabile velocità di movimento, com'è la situazione odierna del Caresèr, appaiono d'altra parte sufficienti da continuare a provocare modificazioni anche notevoli nella parte inferiore del ghiacciaio, come si è appunto verificato in questo primo periodo di studio⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Istituto di Fisica terrestre, Geodesia e Geografia fisica dell'Università di Padova.

Tabella 14 CARATTERI FISICI E MECCANICI

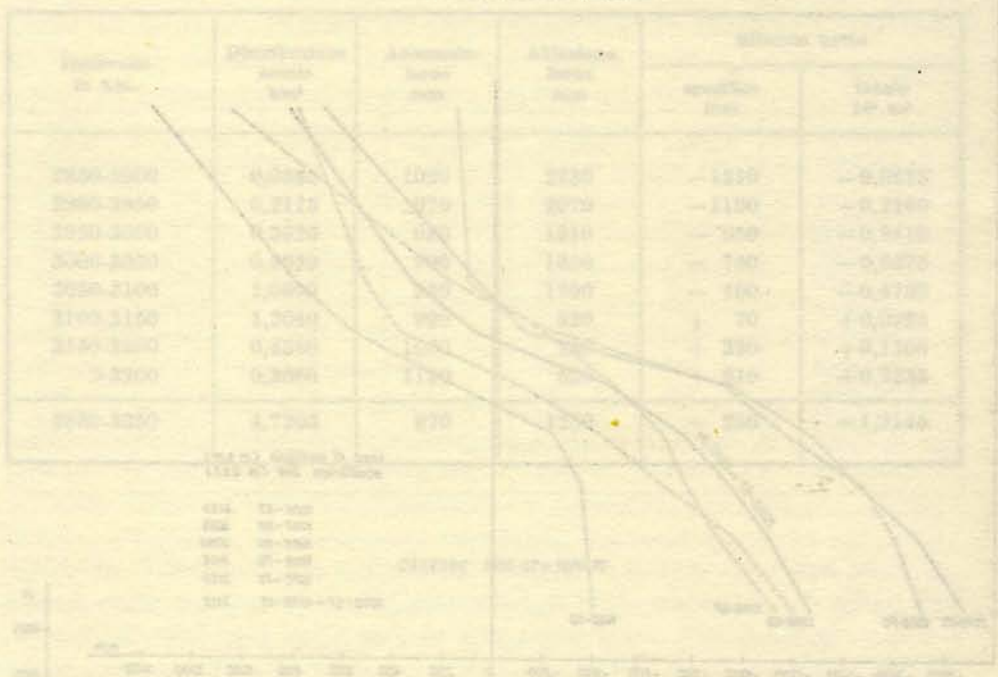


Fig. 14 - Caratteristiche fisiche e meccaniche del calcestruzzo in funzione della resistenza a compressione (valori espressi in migliaia di kg/cm²)

Le caratteristiche fisiche e meccaniche del calcestruzzo sono influenzate da molti fattori, tra cui la qualità dei materiali, il modo di impiego, l'età, ecc. La resistenza a compressione è la caratteristica più importante del calcestruzzo e dipende principalmente dalla qualità del cemento e dalla quantità di acqua utilizzata. La resistenza a trazione è molto inferiore a quella a compressione e dipende principalmente dalla qualità del cemento e dalla quantità di acqua utilizzata. La resistenza a flessione è anche inferiore a quella a compressione e dipende principalmente dalla qualità del cemento e dalla quantità di acqua utilizzata. La resistenza a taglio è ancora inferiore a quella a compressione e dipende principalmente dalla qualità del cemento e dalla quantità di acqua utilizzata. La resistenza a strisciamento è la più bassa di tutte e dipende principalmente dalla qualità del cemento e dalla quantità di acqua utilizzata.