

Cadre climatique

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Boissiera : mémoires de botanique systématique**

Band (Jahr): **15 (1969)**

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

4. Cadre climatique

Le climat du Valais a été maintes fois décrit. Chacun, qu'il soit homme de science ou rédacteur de prospectus touristiques, en a relevé, à sa manière, les traits frappants: sa sécheresse, son ensoleillement. L'allure continentale du climat valaisan, dictée par la configuration relativement fermée et profondément creusée de cette vallée centre-alpine, le distingue des régimes climatiques voisins en y engendrant des contrastes modulés par l'altitude.

En effet, deux régimes climatiques prépondérants entourent le Valais: nous les appellerons atlantique et insubrien. L'atlantique se manifeste de l'W au N grosso modo et se montre, du Plateau suisse aux Préalpes et au versant N des Alpes comme régions limitrophes, relativement frais et humide, avec été pluvieux. Au sud du Valais central, le val d'Aoste répète une modalité continentale (sui generis d'ailleurs) mais plus loin au S et surtout au SE, l'insubrien étend son domaine relativement chaud et humide où le printemps et l'automne sont pluvieux – au Tessin, l'été l'est également. A l'E enfin, les vallées grisonnes hébergent un climat a été relativement pluvieux, donc affecté par la modalité du versant N des Alpes.

Ces modalités sont en partie coupées du creux valaisan par les barrières montagneuses qui le limitent, et n'y exercent que des influences limitées dans leur extension et leur efficacité. Cette participation est importante pour préciser les particularités régionales du climat valaisan et individualiser les territoires, dont l'adret qui nous importe.

Dans la description qui suit, nous passerons en revue les facteurs climatiques envisagés, certains y jouant un rôle prépondérant de par leur maniabilité et l'abondance des données disponibles. Il s'agira:

- 1° – des facteurs minimums (facteurs jouant un rôle décisif quand ils sont à leurs valeurs les plus faibles), soit la température (rapidement traitée, car les données en sont rares et trop "impersonnelles" au point de vue écologique), puis les précipitations, source d'exploitation climatologique plus abondante permettant de déboucher sur les régimes de pluviosité, la variabilité annuelle et saisonnière, et conservant ainsi au mieux la trace des influences des climats voisins; une fruste synthèse ombrothermique conclura cette première partie;
- 2° – les facteurs maximums (facteurs qui jouent un rôle décisif lorsqu'ils approchent de leurs valeurs les plus élevées), soit la neige, la grêle, les orages, le vent (important en Valais), l'ensoleillement et la nébulosité, donc le brouillard également.

Enfin, nous concluons par une mise en place générale des particularités régionales.

4.1. *Température*

Ce facteur limitant essentiel pour la végétation de montagne est lié à l'altitude selon un gradient général alpin moyen annuel précisant une diminution de 0,55° pour une augmentation de 100 m en altitude. Ce gradient est plus élevé en été, moins

dre en hiver (où il peut changer de signe par l'action de l'inversion de température, pouvant donner localement une augmentation de 2° pour une élévation de 1000 m en altitude). En plus de l'altitude, l'exposition (cf. l'ensoleillement) module très fortement ce facteur. C'est dire que pour rendre compte de sa distribution, il faudrait d'innombrables stations de mesures réparties selon le compartimentage altitudinaire et géomorphologique. Or, ce n'est pas le cas: les stations sont rares et la plupart situées en fond de vallées (localités). De plus, la mesure sous abri ne traduit pas les conditions effectives qui intéressent les végétaux: Bouet signale qu'à Château-d'Oex, en décembre 1879, les températures synchrones suivantes ont été relevées dans trois situations: -24,7° sous abri, -31,4° à terre et -38,4° au fond d'un creux voisin.

Ainsi le lâche réseau de stations nous intéressant ne peut fournir qu'une base d'extrapolation, où, à l'échelle de notre travail, l'altitude et l'exposition joueront le rôle d'intégrateurs.

La continentalité valaisanne se montre par la chaleur de ses stations (élévation de masse) et (ou) par les contrastes dans le thermopériodisme annuel et noctidurne. Les valeurs "stérilisées" que fournissent les stations sous abri n'en donnent qu'un pâle reflet.

		<i>Température</i>	
		<i>moyenne</i>	<i>amplitude</i>
		<i>annuelle</i>	
<i>Stations de plaine:</i>			
Valais	Sion	9,8	19,3
Périphérie	Montreux	9,8	17,9
	Thun	8,3	18,7
<i>Stations de moyenne altitude:</i>			
Valais	Montana (1509 m) . .	5,7	16,3
	Leukerbad (1391 m)	5,2	16,7
	Zermatt (1610 m) . .	3,6	18,1
	Saas-Fee (1785 m) . .	2,8	17,5
	Reckingen (1332 m)	4,0	19,6
Versant N des Alpes	Guttannen (1055 m)	6,0	16,2
	Adelboden (1340 m)	5,4	16,1
	Saanen (1155 m) . .	6,0	16,2

Remarquons que, chez les stations de moyenne altitude, la caractérisation la moins effacée réside dans les deux stations de la rive gauche du Rhône, (Zermatt et Saas) au lieu de la plus forte élévation de masse. Le manque de contraste ailleurs fait relever deux amendements: la diminution de l'amplitude en corrélation avec celle de la température moyenne annuelle (donc avec l'élévation en altitude) et l'esquisse d'une solidarité climatique sensu lato entre le versant N des Alpes et l'adret valaisan dès une certaine altitude.

Pour situer la caractérisation thermique des stations centre-alpines, il faut tenir compte de deux pôles annuels: la période hivernale dont témoigne le mois de janvier et la période estivale dont témoigne le mois de juillet. En janvier, les stations de fond de vallées seront relativement plus froides que les stations supérieures (fait dans lequel l'inversion de température joue le plus grand rôle). En juillet, les stations situées sur le flanc direct en exposition S (situation qui se retrouve surtout sur l'adret qui nous occupe) seront plus chaudes de par leur exposition et, en annexe, de par l'effet d'écrasement des masses d'air descendant de la chaîne des Alpes valaisannes; tandis que les stations des longues vallées descendant de cette chaîne présenteront un rafraîchissement au milieu de la journée dû à la brise de vallée (Bouet 1954). Les stations d'altitude au cœur du massif jouissent d'une limpidité atmosphérique, donc d'une chaleur accrue.

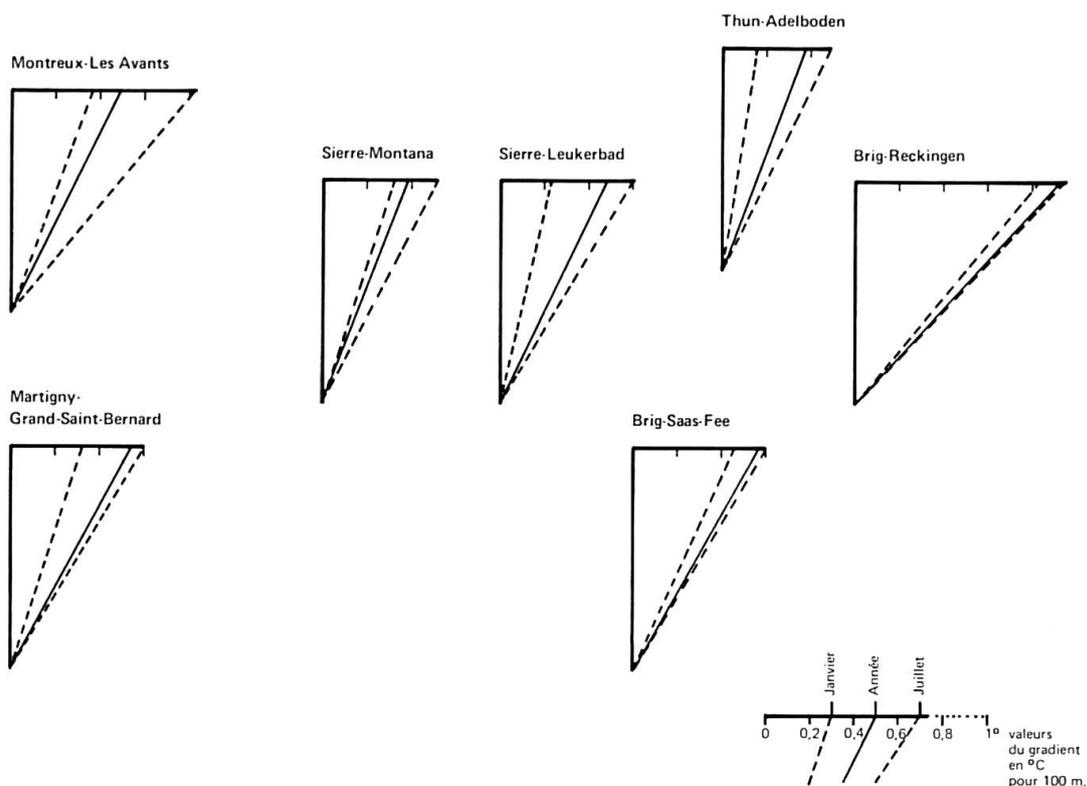


Fig. 1. — Valeurs annuelle, hivernale et estivale du gradient température/altitude pour quelques stations du Valais et voisines.

La figure 1 donne un aperçu graphique du comportement du gradient annuel de diminution t° /altitude de janvier et de juillet dans quelques stations du Valais et de la Suisse périphérique. Nous y voyons que ce gradient atteint ses plus fortes valeurs dans les transects aboutissant à la haute chaîne valaisanne, ou mieux à Reckingen (que nous verrons encore se comporter comme un pôle du froid). Les stations entourant la crête des Alpes bernoises sont plus discrètes, surtout en leur versant N. La valeur estivale est prépondérante dans les mêmes stations; c'est auprès

de Montana et les Avants, soit dans les adrets, qu'elle s'éloigne le plus de la moyenne, traduisant ainsi une situation généralisée au cours de l'année du type indiqué pour la situation générale de janvier, et marquant la relativement faible diminution de température avec l'altitude sur ce type de situation géographique, où le refroidissement apparaît au plus fort pendant la saison chaude, donc à l'extrémité la moins novice pour la végétation de son amplitude annuelle.

4.2. *Précipitations et pluviosité*

Pour ce facteur, les stations sont plus nombreuses et la continuité des mesures y est plus grande: la nature quantitative et cumulative de l'appréciation de ce météore rend en effet sa mesure plus facile. Leur accès en ce qui concerne les stations suisses est grandement facilité par la publication de Uttinger (1949) portant sur la période d'observation 1901-1940; ce sont ses données qui nous ont fourni matière à interprétation. Un recoupement sous forme de sondage parmi les données plus récentes (moyennes 1931-1960) a été effectué dans la publication plus récente du même auteur (1965). Comme le titre ci-dessus l'indique, nous approcherons le sujet à deux niveaux: précipitations annuelles et variabilité d'une part, pluviosité et régime ombrothermique d'autre part.

4.2.1. *Précipitations annuelles et variabilité.*

L'adret qui nous intéresse se situe au milieu d'une vaste région médio-européenne présentant un régime axérique, cryomérique en haute altitude. C'est dire que nous resterons dans les normes macroclimatiques moyennes, sans grands contrastes. Cependant, le fait frappant du climat valaisan est sa sécheresse, qui se marque par la présence des zones les plus sèches de Suisse.

L'intervention du relief de vallée intérieure sèche permet à Sion de compter 588 mm de pluie par an seulement à 549 m d'altitude; mieux, Staldenried, situé dans l'ensemble latéral des Visptäler, compte 529 mm à 1057 m d'altitude. Un coup d'œil aux cartes des précipitations (nous nous sommes fondés plus particulièrement sur celle de Gaussen, 1935) nous fait voir l'îlot de sécheresse du Valais central, se répétant plus modestement au sein des longues vallées latérales de la rive gauche (val d'Entremont, Visptäler) et entouré des plus fortes précipitations périalpines. Des îlots de ce genre se retrouvent dans les autres vallées de l'ensemble des Alpes citées dans l'introduction morphologique; les plus proches sont, au S, celui du val d'Aoste; au N et au NE ceux de la vallée du Rhin en amont (Chur) et en aval (Schaffhausen) du Bodensee.

A partir de cet îlot de sécheresse à relativement basse altitude, une progression altitudinaire (corrélation positive) s'établit sur les pentes périphériques. Les quantités annuelles atteintes par cette progression et les gradients varient régionalement; pour en donner une vue d'ensemble, les figures 2 et 3 ont été établies, donnant, selon les coordonnées abscisse = altitude et ordonnée = précipitation, l'extension des images de points hypso-ombriques caractérisant grosso modo les milieux envisagés.

- 1° – Les stations du milieu valaisan (fig. 2) se situent dans la région la plus xérique du tableau. Les stations du talweg, en continuité avec celles en aval du Bas-Valais, montrent, par la profonde inflexion de la ligne que suggère leur succession, le creux pluviométrique qui caractérise le milieu. Les stations les plus sèches sont celles de la rive gauche; celles de la rive droite (trop peu nombreuses) esquissent une tendance à se rapprocher des valeurs propres à celles du versant N des Alpes. A partir du point moyen ($P = 880$ mm, $A = 1270$ m) la droite de la régression by_x des précipitations en fonction de l'altitude présente un facteur de 0,54; le nuage présente un coefficient de corrélation $r = 0,70$.
- 2° – Les stations du milieu généralisé Bas-Valais + versant N des Alpes (fig. 2) montrent d'abord par leur mélange leur appartenance à une situation ombrique périalpine relativement homogène dans son extension de par sa fonction réceptrice des précipitations atlantiques qui sont dominantes. Ainsi leur nuage se situe plus haut dans l'échelle ombrique que celles du Valais, le point moyen est à $P = 1307$ mm et $A = 1050$ m; la droite by_x pas sa pente de 0,4 montre un ravitaillement ombrique abondant généralisé engendrant moins de contrastes altitudinaux. Le coefficient r est de 0,55 seulement.
- 3° – Une situation du même ordre se retrouve en région cisalpine: le Tessin (fig. 2), accueillant la lame de précipitations méridionales, est encore plus arrosé; son point moyen en témoigne (1830 mm; 970 m) et sa droite by_x à la pente de 0,29 montre une encore plus grande absence de contraste altitudinaire. Le coefficient r remonte cependant à 0,62, témoignant une répartition plus groupée.
- 4° – Le val d'Aoste (fig. 3), homologue du Valais par sa continentalité, s'établit de même dans la zone xérique du tableau; son point moyen à $P = 754$ mm et $A = 1166$ m fait ressortir une sécheresse accrue; la droite by_x à la pente presque nulle de 0,09 traduit l'horizontalité de nuage de points. L'influence insubrienne en aval, la sécheresse des hautes stations (sécheresse très marquée: le Grand-Saint-Bernard reçoit à 2211 m sur le côté italien 869 mm de pluie; sur le côté suisse, c'est déjà à Bourg-Saint-Pierre, 1633 m, qu'il en reçoit autant !), enfin les plus fortes valeurs du talweg, plus haut à Aoste d'une centaine de mètres que celui du Valais, appuyent ce manque comparatif de contraste. Le coefficient r est de 0,25.¹
- 5° – Le bassin du Toce (fig. 3) constitue un réceptacle à précipitations méridionales où des paliers montagneux diversement orientés créent une certaine confusion. Son point moyen à $P = 1333$ mm et $A = 1055$ m montre une situation plus humide, où la droite by_x s'aplatit à une pente de 0,05 et où r descend à 0,13, soit quatre fois moins que son seuil de signification.
- 6° – Quant au bassin de la Sesia (fig. 3), la confusion de son orographie est extrême et les lames ombriques s'abattant avec violence sur les abords de cette région. On obtient un point moyen très élevé quant à P (= 2000 mm pour $A = 816$ m) et une corrélation négative ($by_x = -0,86$) avec un coefficient $r = -0,62$.

¹ Les stations italiennes, caractérisées par des moyennes s'étalant sur 10 ans seulement, sont sujettes à caution.

<i>Nom de la station</i>		<i>Moyenne arithmétique</i> \bar{X}	<i>Variance</i> S^2	<i>Ecart type</i> S	<i>Coefficient de variation</i> V
<i>Bas-Valais</i>					
1.	Clarens	1145	48 061	219,2	0,19
2.	Chessel	1114	39 608	198,9	0,18
3.	Leysin	1344	67 152	258,1	0,19
4.	Gryon	1067	91 776	302,9	0,28
5.	Marécottes	1184	63 113	252,1	0,21
6.	Savatan	815	39 426	198,5	0,24
<i>Valais</i>					
7.	Martigny	801	32 156	179,3	0,22
8.	Orsières	760	37 909	194,7	0,27
9.	Bourg-Saint-Pierre. .	889	28 730	169,4	0,19
10.	Grand-Saint-Bernard	2145	143 372	378,2	0,18
11.	Bagnes	798	40 845	202,1	0,25
12.	Sion	613	22 799	150,9	0,25
13.	Hérémece	713	19 447	139,4	0,20
14.	Sierre	569	21 834	147,7	0,26
15.	Varone	584	17 038	130,5	0,22
16.	Leukerbad	1100	66 356	256,6	0,23
17.	Kippel	903	44 004	209,8	0,23
18.	Visp	624	25 595	150,0	0,24
19.	Zermatt	685	27 580	166,1	0,24
20.	Saas-Fee	844	30 339	174,2	0,21
21.	Binn	1035	42 706	206,6	0,20
22.	Fiesch	937	44 790	211,6	0,23
23.	Reckingen	1079	52 473	229,1	0,21
24.	Furka	1924	226 333	475,7	0,25
<i>Tessin</i>					
25.	Saint-Gothard	2405	193 395	439,7	0,18
26.	Airolo	1805	131 594	362,7	0,20
27.	Cevio	1786	169 157	401,2	0,22
28.	Camedo	2229	349 401	591,1	0,26
29.	Locarno	1920	116 597	331,3	0,17
<i>Pays-d'Enhaut</i>					
30.	Diablerets	1391	50 680	225,1	0,16
31.	Jaun	1751	111 337	333,6	0,19
32.	Château-d'Oex	1319	51 184	226,2	0,17
33.	Gsteig	1319	51 616	227,2	0,17
34.	Lauenen	1347	54 660	233,8	0,17
<i>Oberland</i>					
35.	Thun	964	20 676	143,8	0,15
36.	Zweisimmen	1358	54 310	233,0	0,17
37.	Frutigen	1216	33 848	183,9	0,15
38.	Adelboden	1379	47 039	216,8	0,16
39.	Kandersteg	1245	22 715	150,7	0,12
40.	Interlaken	1239	36 995	192,3	0,16
41.	Beatenberg	1520	45 283	212,8	0,14
42.	Grindelwald	1273	46 292	215,1	0,17
43.	Brienz	1340	50 648	225,0	0,17
44.	Guttannen	1712	83 952	288,7	0,17

Tableau 1. – Indices de variation de la précipitation annuelle 1921-1940 de 44 stations valaisannes et périphériques.

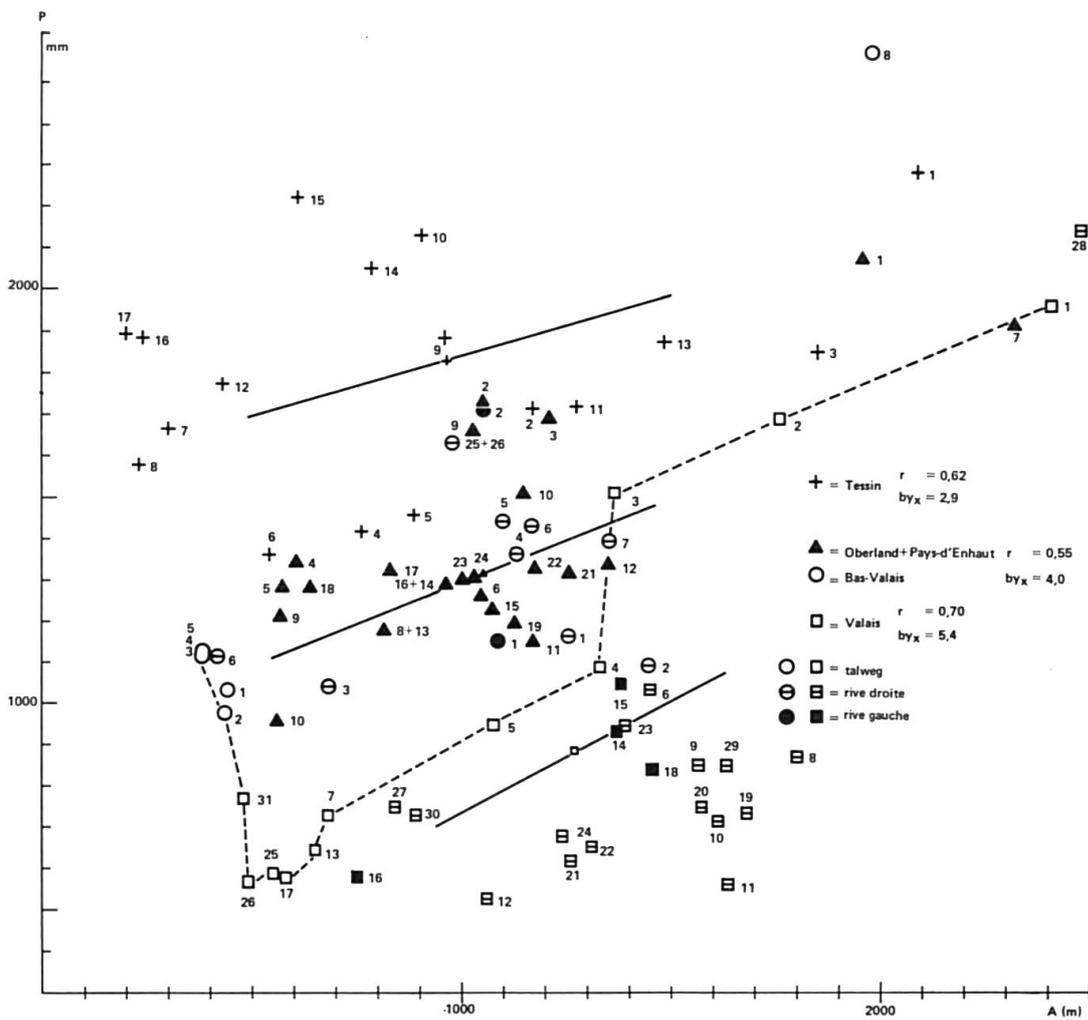


Fig. 2. — Définition hypso-ombrique des stations valaisannes et périphériques suisses (les stations du talweg valaisan sont reliées par un traitillé selon leur séquence géographique). D'après les données d'Utiger 1949; voir l'explication ci-contre.

VAL D'AOSTE

	A	P
1. Petit-Saint-Bernard . . .	2158/	1216
2. La Thuile	1441/	693
3. La Saxe	1300/	969
4. Saint-Nicolas	1196/	614
5. Pré-Saint-Didier	990/	710
6. Morgex	920/	786
7. Valsavaranche	1545/	556
8. Aoste	583/	557
9. Nus	535/	854
10. Ivrea	267/	890
11. Valgrisanche	1664/	1098
12. Rhône-Saint-Georges . .	1200/	642
13. Cantine du Grand-Saint- Bernard	2211/	869
14. Oyace	1367/	532
15. Ollomont	1337/	600
16. Saint-Oyen	1327/	710
17. Valpelline	957/	763
18. Roisan	846/	627
19. Champorcher	1427/	1111
20. Hône	370/	937
21. Lignan	1628/	632
22. Valtournanche	1524/	775
23. Châtillon	551/	573
24. Champoluc	1570/	708
25. Brusson	1332/	834
26. Challant	1040/	840
27. Verrès	400/	829
28. Lago Gabiet	2340/	1183
29. Gressoney	1400/	951
30. Issime	940/	1110
31. Lillianes	667/	1161

SESIA

	A	P
1. Alagna	1215/	1197
2. Riva Valdobbia	1117/	1334
3. Piana di Rassa	1139/	1712
4. Campertogno	815/	1640
5. Cellio	685/	1819
6. Scopca	622/	2417
7. Vocca	506/	2323
8. Varallo	453/	1805
9. Boccio	400/	1894
10. Borgosesia	360/	1824
11. Rosasco	100/	1011
12. Rima	1417/	1470
13. Rimasco	905/	1685
14. Carcoforo	1304/	1643
15. Biocciolo	667/	1648
16. Rimella	1180/	1890
17. Fobello	800/	1906
18. Camasco	752/	3038
19. Sabbia	726/	2212
20. Coggiola	468/	2091
21. Piedicavallo	1050/	2201
22. Oropa	1180/	1573
23. Campello Monti	1300/	2271
24. Sambughetto	765/	2238
25. Loreglia	725/	2367
26. Cesara	500/	2177
27. Ornavasso	208/	2888

TOCE

	A	P
1. Lago Vannino	2175/	1368
2. Bognano	980/	1744
3. Premia	810/	1295
4. Verampio	570/	1159
5. Crodo d'Ossola	503/	1293
6. Domo d'Ossola	277/	1567
7. Codelago	1875/	1649
8. Devero	1640/	1734
9. Goglio	1100/	1593
10. Antronapiana	962/	1632
11. Montescheno	709/	1630
12. Macugnaga	1200/	1365
13. Anzino	687/	1690
14. Piedimuleva	243/	1563
15. Lago d'Avino	2240/	1838
16. Trasqueza	1633/	1411
17. Gebbo	1015/	1439
18. Varzo	550/	1620

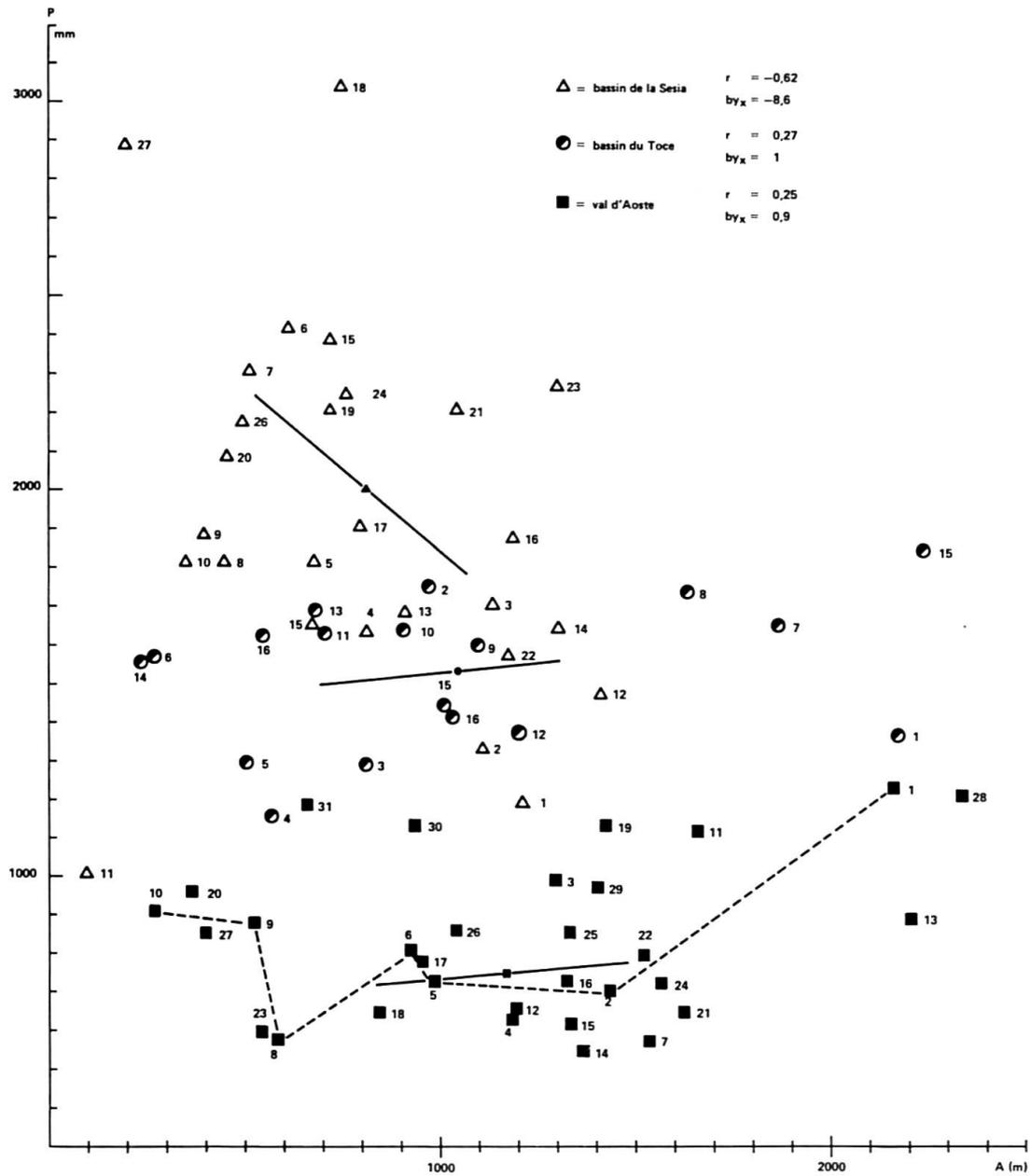


Fig. 3. — Définition hypso-ombrique des stations au sud des Alpes valaisannes (les stations du talweg du val d'Aoste sont reliées par un traitillé selon leur séquence géographique). D'après les données d'Eredia 1934; voir l'explication ci-contre.

VALAIS

Talweg	A	P
1. Furka	2406/1960	
2. Gletsch	1760/1690	
3. Oberwald	1370/1503	
4. Reckingen	1332/1094	
5. Fiesch	1080/ 945	
7. Brig	678/ 728	
13. Visp	648/ 636	
17. Sierre	573/ 579	
25. Sion	549/ 588	
26. Riddes	492/ 571	
31. Martigny	478/ 771	

Versant nord

6. Binn	1450/1034	
8. Saas-Fee	1800/ 865	
9. Saas-Grund	1562/ 855	
10. Zermatt	1610/ 710	
11. Grächen	1629/ 542	
12. Staldenried	1057/ 529	
19. Zinal	1678/ 728	
20. Grimentz	1570/ 745	
21. Vissoye	1260/ 617	
22. Nay	1300/ 656	
23. Evolène	1378/ 940	
24. Hérémence	1240/ 682	
27. Bagnes	836/ 752	
28. Grand-Saint-Bernard	2476/2140	
29. Bourg-Saint-Pierre	1633/ 849	
30. Orsières	890/ 729	

Versant sud

14. Kippel	1376/ 936	
15. Leukerbad	1380/1047	
16. Varone	750/ 580	
18. Montana	1453/ 840	

BAS-VALAIS

Talweg	A	P
1. Lavey	640/1030	
2. Bex	430/ 978	
3. Porte-du-Scex	380/1107	
4. Chessel	380/1115	
5. Villeneuve	380/1125	
6. Montreux	412/1107	

Versant nord

1. Marécottes	1090/1145	
2. Champéry	1052/1708	

Versant sud

	A	P
1. Dailly	1253/1163	
2. L'Aiguille	1446/1092	
3. Savatan	679/1042	
4. Gryon	1130/1360	
5. Les Plans	1100/1438	
6. Les Diablerets	1168/1431	
7. Leysin	1350/1394	
8. Rochers-de-Naye	1986/2565	
9. Les Avants	978/1637	

AAR

1. Grimsel	1962/2070	
2. Guttannen	1055/1719	
3. Gadmen	1207/1692	
4. Meiringen	605/1340	
5. Brienz	575/1287	
6. Grindelwald	1050/1265	
7. Eigergletscher	2323/1910	
8. Lauterbrunnen	810/1184	
9. Interlaken	568/1209	
10. Beatenberg	1148/1505	
11. Kandersteg	1170/1149	
12. Adelboden	1345/1332	
13. Frutigen	820/1175	
14. Kienthal	970/1285	
15. Lenk	1071/1226	
16. Zweisimmen	960/1299	
17. Boltigen	836/1321	
18. Wimmis	640/1278	
19. Heiligenschwendi	1125/1195	
20. Thun	565/ 955	
21. Lauenen	1260/1316	
22. Gsteig	1180/1830	
23. Saanen	1030/1300	
24. Château-d'OEx	1010/1300	
25. Jaun	1030/1658	
26. La Valsainte	1032/1651	
27.		

TESSIN

1. Saint-Gothard	2096/2285	
2. Airolo	1170/1717	
3. Lago di Tremorgio	1851/1851	
4. Faido	759/1420	
5. Olivone	893/1467	
6. Comprovasco	544/1360	
7. Biasca	300/1665	
8. Bellinzzone	237/1589	
9. Melera	965/1895	
10. Sonogno	910/2130	
11. Fusio	1285/1719	
12. Cevio	430/1776	
13. Bosco-Gurin	1486/1879	
14. Mosogno	790/2051	
15. Camedo	610/2228	
16. Locarno-Muralto	238/1890	
17. Ascona	203/1899	

A la suite de cette mise en place générale, un sondage des modulations du gradient d'augmentation des précipitations avec l'altitude peut faire ressortir quelques particularités régionales de la vallée du Rhône. La figure 4 montre sous forme graphique la valeur de ces gradients pour quelques stations valaisannes et voisines. Nous voyons les valeurs les plus fortes affectées à l'extrémité W ("sous le vent") de la zone préalpine périphérique (Montreux), puis une atténuation de ces valeurs sitôt abordé le Valais central sauf en haute altitude (Grand-Saint-Bernard), avec des gradients même négatifs (îlots secondaires de sécheresse) et des valeurs localement fortes (Evolène, Leukerbad, auxquelles nous reviendrons lors de l'étude de la pluviosité), tandis que Nax présente l'exemple typique d'un gradient très faible aboutissant à une station de flanc direct, démontrant déjà que les premières pentes du Valais central bénéficient sur une certaine extension de la sécheresse du talweg et ceci plus fortement sur la rive gauche que sur la rive droite (cf. Montana pour comparaison). Enfin le gradient augmente à nouveau à l'extrémité du Haut-Valais (Reckingen) pour atteindre une progression de haute altitude à la Furka. En ce qui concerne l'adret et comme on pouvait le prévoir, les rares stations présentent un gradient apparemment plus fort que sur la rive qui leur fait face.

Quant à l'amplitude de la variation annuelle des précipitations, les valeurs moyennes annuelles 1901-1940 utilisées ici sont accompagnées dans la publication de Uttinger (1949) de l'indication de la valeur de l'année la plus sèche et de celle de l'année la plus humide. Une représentation graphique de la proportion de ces deux valeurs est donnée dans la figure 5 pour les stations valaisannes et voisines. Trois classes de proportions sont envisagées dans le rendu de la figure.

- 1° – Les précipitations de l'année minimum égalent ou dépassent la moitié de celles de l'année maximum: c'est le cas de la plupart des stations entourant le Valais central, qui montrent ainsi au premier abord une variabilité probablement assez faible dans leur ravitaillement ombrique déjà élevé.
- 2° – Les précipitations de l'année minimum sont comprises entre la moitié et le tiers de celles de l'année maximum: cette proportion se trouve surtout dans les stations de moyenne altitude du Valais et de façon dispersée dans les stations inférieures de la périphérie à l'W, à l'extrémité supérieure du Tessin à l'E. Cette forme dénote un ravitaillement annuel plus aléatoire.
- 3° – Les précipitations de l'année minimum sont inférieures au tiers de celles de l'année maximum: c'est le cas des stations basses du Valais central ainsi que d'une partie des stations prenant part aux îlots secondaires de sécheresse sur la rive gauche. Ce contraste dans la fourniture annuelle de précipitations s'exerce donc précisément sur les régions de la plus grande sécheresse et la renforce.

Une approche statistique est nécessaire. Pour ce faire, il a fallu recourir aux données annuelles des stations intéressées, la période choisie de vingt ans (1921-1940) étant à la fois la plus récente au sein des moyennes 1901-1940 et celle où toutes les stations présentent des données annuelles continues.

La recherche de l'écart-type S de chaque station (constituant un échantillon de valeurs annuelles) met déjà en évidence un parallèle entre les valeurs élevées de ce paramètre et des valeurs élevées de moyenne annuelle de précipitation. La figure 6 rend compte de cette disposition, les stations intéressées étant groupées par régions naturelles. On y voit, le long d'un axe de corrélation flagrant, les valeurs de l'Oberland se superposer (moyennes supérieures mais coefficients semblables) à celles du Valais, donc détonner dans l'ensemble.

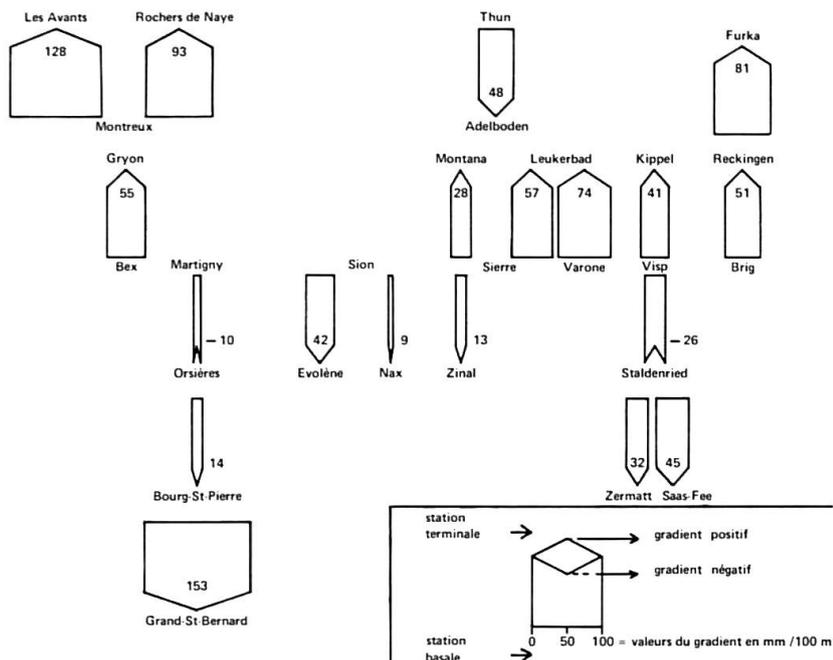


Fig. 4. – Gradient annuel précipitations/altitude pour quelques stations du Valais et voisines, disposées dans leur situation géographique approximative.

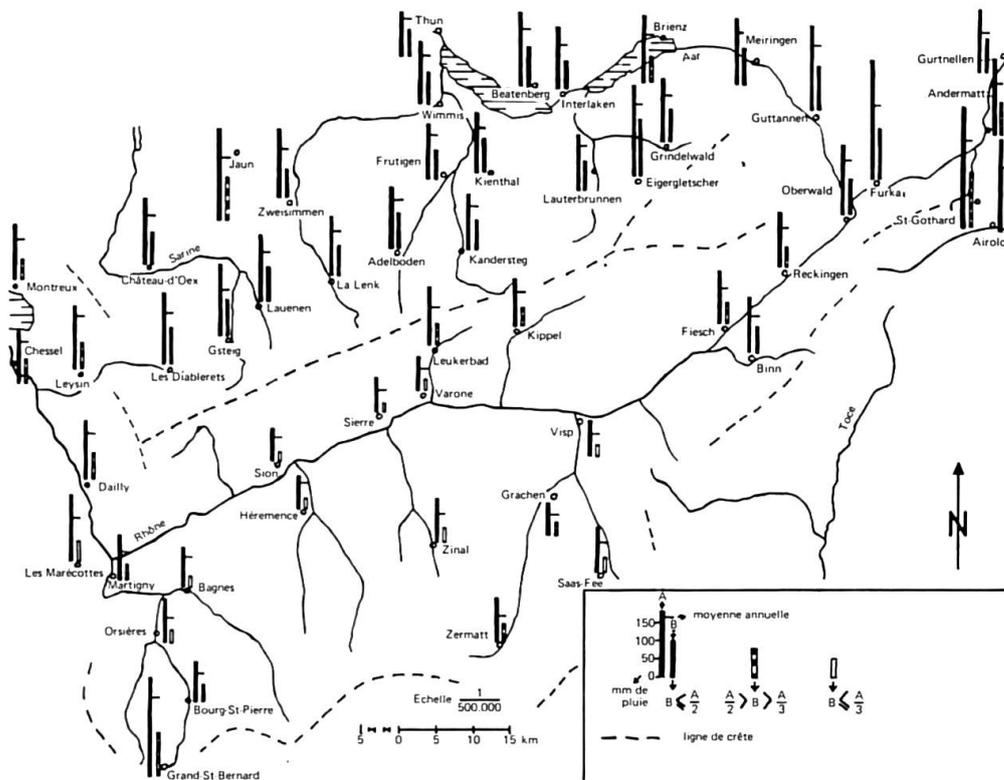


Fig. 5. – Sommes annuelles maximum et minimum des précipitations 1901-1940 (A = année maximum; B = année minimum). D'après les données d'Uttinger 1949.

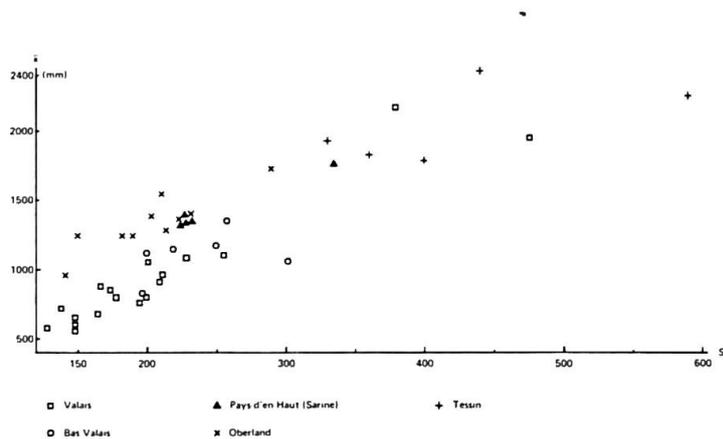


Fig. 6. – Variabilité des précipitations annuelles: relation entre écart-type (s) et moyenne (\bar{x}).

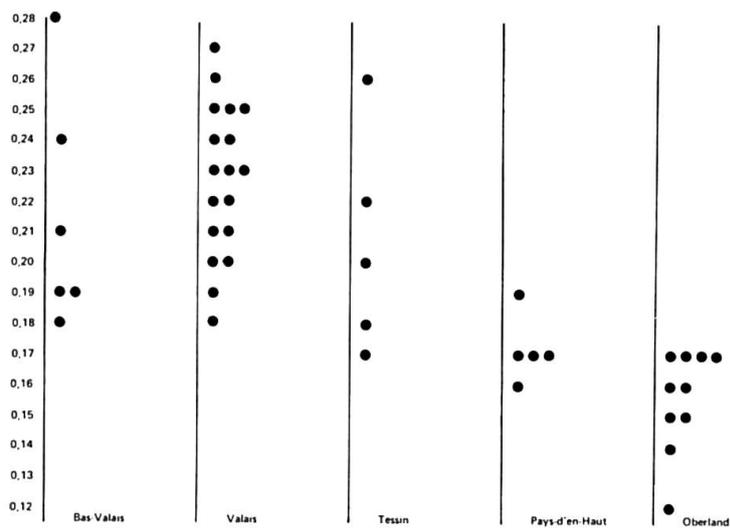


Fig. 7. – Variabilité des précipitations annuelles: coefficient de variation $V = \frac{s}{\bar{x}}$

Le coefficient de variation $V = S: \bar{X}$ intégrant au mieux l'effet de la moyenne sur l'écart-type, sa dispersion selon les groupement territoriaux choisis est portée sur la figure 7 où l'on voit, dans une gradation descendante, les valeurs élevées de V pour le Bas-Valais et surtout le Valais, très homogène, trancher sur celles plus basses du Pays-d'Enhaut et surtout de l'Oberland.

Pour la comparaison des variances, le test de Bartlett nous fut conseillé; ce test part d'une hypothèse nulle, soit niant à priori une différence possible: les K variances considérées sont des estimations d'une variance commune σ^2 . Sous cette hypothèse, la quantité:

$$\frac{2,3026}{C} \left[\nu \log \bar{V} - \sum_{i=1}^K \nu \log V_i \right]$$

où $\nu_i =$ degré de liberté de S_i^2 (variance)

$$\bar{V} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K V_i$$

$$C = 1 + \frac{1}{3(K-1)} \left[\sum_{i=1}^K \left(\frac{1}{\nu_i} \right) - \frac{1}{\nu} \right]$$

est distribuée comme la quantité χ^2 . La table de χ^2 consultée selon la valeur de $\nu = N - 1$ donne la position de la quantité obtenue par rapport à la limite de signification, qui est de 0,05, donc correspondant à un coefficient de sécurité de 95 %. Si la quantité obtenue à l'issue du test est égale ou supérieure à la valeur de χ^2 affectée selon la table à la limite de signification choisie, l'hypothèse nulle est détruite.

Or, en testant les variances de l'ensemble des 44 stations considérées, nous trouvons l'hypothèse nulle détruite. En supprimant alors les stations tessinoises et les hauts cols alpins, ramenant donc l'effectif des stations à 37 au total, nous pouvons tester ensemble Valais, Bas-Valais, Pays-d'Enhaut et Oberland.

Ensemble susdit:	hypothèse nulle détruite
Valais + Bas-Valais:	hypothèse nulle conservée
Bas-Valais + Pays-d'Enhaut + Oberland:	hypothèse conservée
Valais + Pays-d'Enhaut + Oberland:	hypothèse nulle détruite

Ce résultat confirme la position particulière du Valais à l'égard de la variabilité de ses précipitations d'année en année, et ajoute une touche de précarité à son ravitaillement ombrique déjà peu fourni.

4.2.2. Pluviosité et régime ombrothermique.

Le meilleur intégrateur écologique dans l'expression climatique d'un cadre géographique est le diagramme ombrothermique (Bagnouls et Gaussen; cf. fig. 8). Or, dans notre cas, la plupart des stations sont équipées de données ombriques seulement. Donc c'est la pluviosité annuelle qui nous servira de guide. Précisons d'emblée que, dans le cadre du climat axérique qui caractérise le domaine médio-européen, les cas de sécheresse (pour l'échelle $P = 2T$) sont très rares: sur l'étendue de notre survol climatique, on peut supposer une courte période sèche à Aoste (fig. 9). Ce

n'est qu'une présécheresse (pour $P = 3T$) que l'on trouve au plus aride de notre région. Les précipitations semblent à première vue "suffisantes" aux yeux d'un méditerranéen en tout cas. La démarche de la pluviosité annuelle ne nous apportera en fait que des nuances et nous renseignera en partie sur les influences climatiques traduites par les maximums saisonniers de précipitations.

Comme indiqué en tête de ce chapitre, deux principales modalités climatiques s'exercent autour du Valais: l'atlantique et l'insubrienne. De région en région nous suivrons l'étendue et l'intensité de leur implantation, à l'aide de la carte 1 et des figures 10-19, la carte 1 constituant une récapitulation des données fournies par le territoire couvert par la carte au 1: 200.000 Grand-Saint-Bernard, sous forme de diagrammes grosso-modo in situ. Les autres expressions graphiques (fig. 10-19) sont composées schématiquement, les traits pleins de liaison figurant les talwegs principaux, les tiretés, les crêtes séparatrices.

La modalité atlantique traduite par un maximum estival de précipitations s'exerce sur les territoires à l'W, au N et à l'E du Valais. En effet, le Plateau suisse, les Préalpes et le versant N des Alpes reçoivent cette sorte de mousson d'été que constituent les précipitations occidentales et le maximum estival, de relativement peu marqué à Genève, atteint vers l'E de la Suisse des valeurs très fortes. On peut en voir l'expression préalpine et oberlandaise sur la carte 1 et les figures 10 et 11.

Les stations basses montrent un fort maximum d'été (Montreux, Thun) qui, avec l'altitude croissante, se trouve entouré d'une augmentation printanière et automnale relative chez les stations moyennes pour s'y noyer parfois complètement (Guttannen, Rochers-de-Naye) et enfin apparaître en creux lors de l'égalisation à de hautes valeurs de l'abondante pluviosité des stations élevées (Grimsel). Le maximum secondaire d'hiver reste distinct.

Cette modalité générale se retrouve de part et d'autre du Valais: à l'W, la Haute-Savoie est couverte par le régime pluvieux estival (seul le diagramme de Chamonix sur la carte 1 en fait foi ici); à l'E, la vallée supérieure du Rhin et l'engadine montrent la même tendance générale (fig. 12, où Vicosoprano, station cisalpine, annonce la modalité insubrienne, ainsi que la Bernina en altitude).

La modalité insubrienne caractérise le versant S des Alpes: les figures 13 et 14 la concrétisent pour les stations italiennes, la figure 15 pour les stations suisses (Tessin). Poussée à l'extrême dans le complexe de petites vallées qui entourent la Sesia, elle montre partout deux maximums, l'un de printemps et l'autre d'automne encadrant un creux estival plus ou moins atténué par un pointement de précipitations intervenant en altitude et à proximité de la crête des Alpes valaisannes où très souvent une amplification du maximum automnal empiétant sur la fin de l'été joue le même rôle. Au Tessin (fig. 15), une convergence entre ces trois maximums à des valeurs élevées donne la courbe un à bombement estival très prononcé où les maximums n'apparaissent que comme des aspérités: le régime des orages estivaux (apportant des sommes considérables d'eau pluviale en quelques heures) rend compte de cette allure générale. La figure 14 figurant le val d'Aoste dans son ensemble montre l'aplatissement de la courbe dans les parties centrales continentales, sans toutefois effacer les deux pointements témoignant du ravitaillement d'origine méridionale qui atteint cette vallée débouchant au SE. Le plus souvent, un maximum (ou au moins un épaulement intermédiaire) appuie le second maximum d'automne. Le manque de stations d'altitude ne permet pas de voir l'égalisation de la courbe au cours de l'année qui fut observée dans l'Oberland; la comparaison des stations italienne et suisse du Grand-Saint-Bernard (fig. 9) montrerait au contraire que de part

et d'autre de la ligne de crête, fût-ce à très faible distance, les deux régimes, même atténués, présentent encore des différences caractéristiques. Il faut souligner une nouvelle fois que les données italiennes ne couvrent que dix ans, contre quarante pour les stations suisses.

La position intermédiaire du Valais on fait un "no man's land" en sa partie centrale sèche que des formes atténuées des deux localités voisines approchent, en se dégradant, dans la périphérie. A l'aide des figures 11 et 16-18, nous suivrons cette évolution en remontant la vallée du Rhône.

En Bas-Valais (fig. 11), de Montreux à Bex, le long du talweg, une séquence de stations à maximum estival (s'atténuant quelque peu) s'ordonne selon une diminution des précipitations vers l'amont annonçant le centre sec de la vallée du Rhône. Les stations supérieures des vallées latérales montrent une persistance, souvent une amplification (Champéry, Leysin) du maximum estival. En amont, Lavey présente un seuil local d'augmentation des précipitations (étranglement de Saint-Maurice) tandis que l'Aiguille, plus haute et guère plus arrosée, participe déjà de la sécheresse de Martigny. En effet, dès cette dernière station, le coude de la vallée du Rhône est atteint: lieu de nombreuses limites (de relief, phytogéographiques), il détermine en plus celle du régime annuel du Valais central dont il montre l'allure aplatie où aucun maximum saisonnier n'est vraiment prépondérant.

Sur la figure 16 apparaît une séquence de stations choisies le long du talweg: le régime du Valais central apparaît clairement à Martigny et Sion surtout; dès Visp, deux légers pointements de type insubrien se font sentir, s'amplifiant à Brig et Fiesch, un peu submergés à Oberwald par la hausse générale des précipitations (cf. pour mémoire Guttannen fig. 10, pour comparaison la station de Reckingen sur la carte 1); enfin seul le creux estival subsiste, très marqué, à la Furka, où les deux pointements s'écartent (le printanier encore individualisé, l'automnal fondu dans un fort maximum hivernal (cf. Grimsel, différent quant à l'été quoique tout proche).

Sur la même figure, une séquence aboutissant en altitude est mise en parallèle: Martigny-Grand-Saint-Bernard, reflétant l'ensemble des vallées des Dranses, les stations impliquées montrent par leurs valeurs de précipitation la présence d'un îlot de sécheresse centré sur Orsières, où cependant se manifeste une survivance du maximum estival: ainsi les pluies d'été parviennent quelque peu à affecter cette région, malgré la barrière du Mont-Chemin sur Martigny qui contraint la Drance à un double virage. Nous verrons qu'elles peuvent être plus intensément présentes vers l'E; le rôle d'obstacle de l'îlot sec d'Orsières doit les empêcher de se manifester autant qu'à Bourg-Saint-Pierre. De là au Grand-Saint-Bernard, où nous avons constaté un gradient d'augmentation P/A élevé, c'est la masse des précipitations hivernales qui intervient, ainsi qu'un maximum de printemps individualisé (cf. Furka); nous retrouvons là le parallèle avec la vallée principale: les deux aboutissements élevés portent la marque de l'influence insubrienne.

Le Valais central se trouve représenté sur la figure 17, où Sion et Sierre concrétisent dans leur similitude le noyau sec de cet îlot continental et son allure typique. Les stations d'adret situées sur le flanc direct (Montana et Varone) mettent en évidence d'une part l'extension (déjà citée: cf. Nax) de la sécheresse de la plaine aux premières pentes de la vallée, d'autre part la persistance de l'allure aplatie de la distribution ombrique annuelle.

Les stations d'ubac qui font face (val d'Hérens, val d'Anniviers), par contre, présenteront une recrudescence du maximum estival. Une constatation restrictive pourtant: le maximum d'été est mis en valeur, par rapport à Montana, par une bais-

se relative des quantités mensuelles qui l'entourent (il n'en subsiste pas moins par lui-même d'une manière flagrante).

Une hypothèse explicative serait qu'une intervention de masses élevées de précipitations venant de la région atlantique est possible: le mur des Alpes bernoises n'est pas infranchissable et ces masses épargneraient l'adret par un effet de l'adiabatique propre à cette situation. A cet égard, les deux stations de vallées de l'adret (Leukerbad, Kippel) se comportent d'une manière intéressante, différente malgré leur altitude égale (resp. 1380 et 1376 m): Leukerbad est plus humide, sa distribution ombrique annuelle présente un léger maximum estival qui fait toute la différence avec Kippel, plus sec en valeur absolue. La situation de Leukerbad relié à l'Oberland par un col relativement bas (Gemmi 2314 m) permettant peut-être une perméation atlantique explique apparemment la différence avec Kippel, coupé au N par une haute et longue chaîne que le Lötschenpass n'échancre localement qu'à 2690 m.

Sitôt atteint Visp, l'influence insubrienne montre le bout de ses deux pointements: la figure 18 expose la situation d'ensemble Visp-Brig et le puissant appareil des Visptäler. Dans cet îlot latéral secondaire de sécheresse, il faut d'abord remarquer que les valeurs basses de Staldenried et Grächen s'accompagnent une fois de plus d'un aplatissement des pointements caractéristiques des stations plus arrosées inférieures et surtout supérieures. Deux stations occupent respectivement les extrémités des vallées de la Matter Vispa et de la Saaser Vispa: Zermatt, 1610 m, 710 mm et Saas-Fee, 1800 m, 865 mm. Dans la figure 4, le gradient d'augmentation de P aboutissant à ces deux stations semble fort, mais en valeur absolue les précipitations sont peu élevées en regard de l'altitude. La pluviosité de ces deux stations est intéressante: elle s'y présente avec les mêmes pointements (modestes d'ailleurs) mais plus accentués dans le sens insubrien à Saas qu'à Zermatt. Il semble donc que l'influence du SE s'exprime encore à Saas, qu'elle est filtrée par le massif du Monte-Rosa-Mischabel, dont la masse et la culmination sont suffisantes pour prétendre à ce rôle. Déjà esquissée dans la figure 16, l'évolution de la situation en Haut-Valais trouve une illustration supplémentaire dans la figure 18. Au S de Brig, deux stations montrent une affinité insubrienne renforcée par leur proximité de ce domaine: Binn, séparée du bassin du Toce par une crête qui dépasse de peu 3000 m et surtout Simplon-Dorf, dont l'allure tout à fait insubrienne relève simplement de sa situation cisalpine.

Une expression graphique du creux estival est proposée en figure 19. La participation des précipitations des mois de l'"été végétal" (juin, juillet, août) au total annuel des stations valaisannes et périphériques a été représentée à son échelle réelle mais avec des différences de rendu séparant trois limites de participation:

- 1° — inférieure à la "moyenne" que présenterait une pluviosité uniforme au long de l'année, soit 25 %;
- 2° — près de la "moyenne", soit entre 25 et 30 %;
- 3° — nettement au-dessus, soit supérieur à 30 %.

Cette dernière catégorie comprend, au vu de la figure, toutes les stations à maximum estival marqué; la deuxième catégorie comprend à la fois les stations valaisannes sauf le Haut-Valais et les stations élevées en général; cependant les cols à creux estival marqué rejoignent les stations haut-valaisannes de type insubrien dans la première catégorie. Le creux estival ainsi précisé prendra une valeur plus significative lors de l'établissement de la synthèse ombrothermique.

En effet, l'interprétation de la pluviosité et les hypothèses explicatives qu'elle entraîne ne constituent pas, en régime axérique presque général, un critère décisif pour l'explication de la couverture végétale. De même la synthèse ombrothermique ne peut apporter de contrastes violents en l'absence de sécheresse authentique. Cependant, les données thermiques intégrées aux diagrammes ombriques dans la carte 1 et les figures 9 et 20 font ressortir du fond axérique général les trois modalités suivantes:

- 1° – Pour mémoire, en tant que non concerné dans la répartition de la forêt, le climat cryomérique de haute altitude. Les hauts cols alpins y échappent, les stations-observatoires de sommet (Jungfrau) en sont seuls sujets.
- 2° – A l'extrême, l'“instant” de sécheresse pour $P = 2T$ que montre Aoste (fig. 9) en juin, si l'on accepte les données fragmentaires et hétérogènes qui composent le diagramme.
- 3° – La plus importante pour notre étude est la période de présécheresse pour $P = 3T$ constatée à Sion (carte 1) où, quoique peu marquée, elle s'établit cependant indiscutablement au-dessus du début du léger pointement d'été, soit sur deux mois centrés sur juin. L'absence de données thermiques synchrones nous empêche de suivre sur les diagrammes une éventuelle extension de cette présécheresse en amont, soit vers les stations où un creux estival de précipitations de type insubrien permettrait encore mieux sa persistance. Mais en recourant aux données 1900-1905 de Brig II (Schüepp 1961) on constate que la combinaison (un peu acrobatique) des deux facteurs indique une présécheresse locale s'étendant sur près de trois mois et centrée sur juillet. En poussant la combinaison, on peut superposer à la pluviosité de Visp les données thermiques de Brig, théoriquement pas supérieures au moins à celles de Visp puisque provenant d'une station légèrement plus élevée: on obtient alors une présécheresse probable s'étendant sur trois mois et demi. Ainsi la période sèche (relative suivant l'abondance de l'approvisionnement ombrique) propre aux stations présentant un creux estival irait jusqu'à atteindre un état de présécheresse au sens strict pour les stations de basse altitude, et ceci en gros de Sion à Brig, son intensité maximale se trouvant dans la moitié amont de cette extension. C'est dire que nous y reviendrons dans le chapitre suivant.

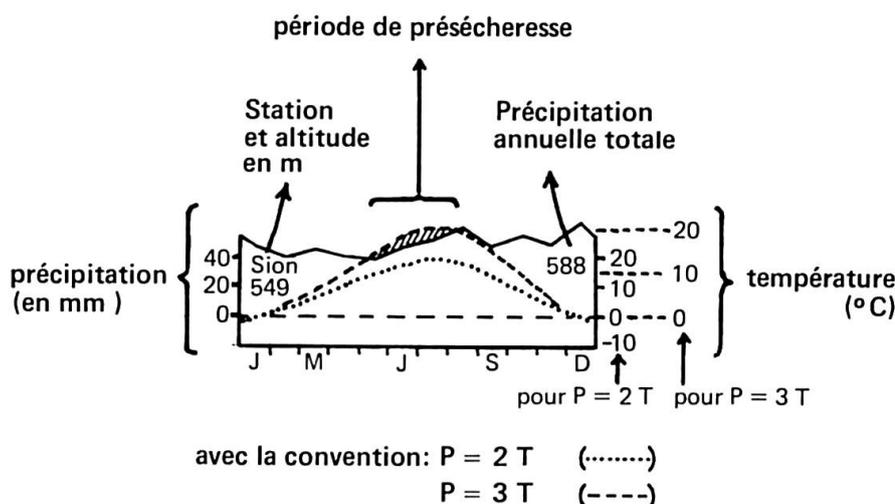


Fig. 8. – Diagramme ombrothermique selon Bagnouls et Gausson (1957).

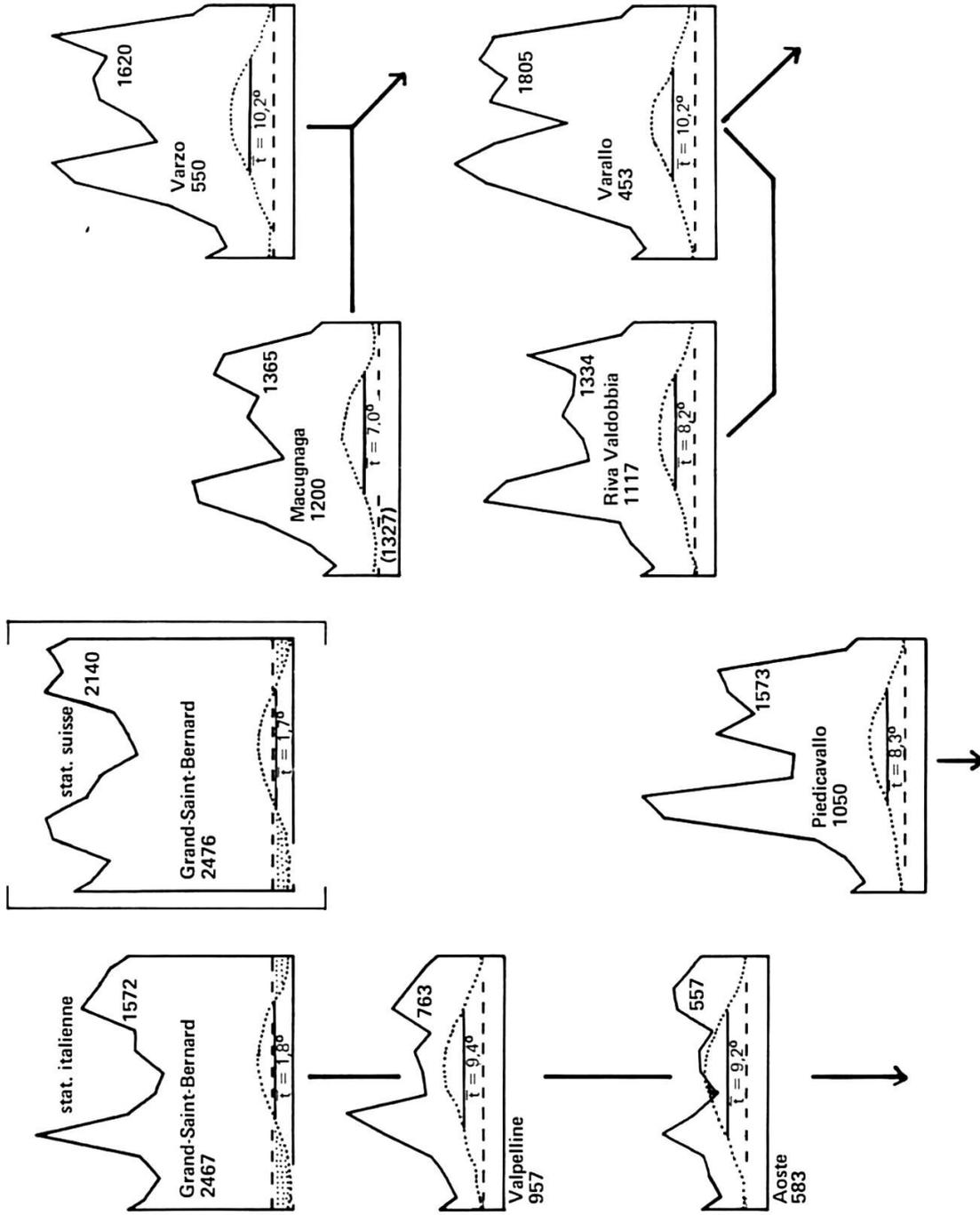


Fig. 9. - Diagrammes ombrothermiques du versant sud des Alpes, d'après les données d'Eredia (1934) pour les précipitations et du Bulletin météorologique ENIT pour les températures; \bar{t} = température moyenne annuelle. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35).

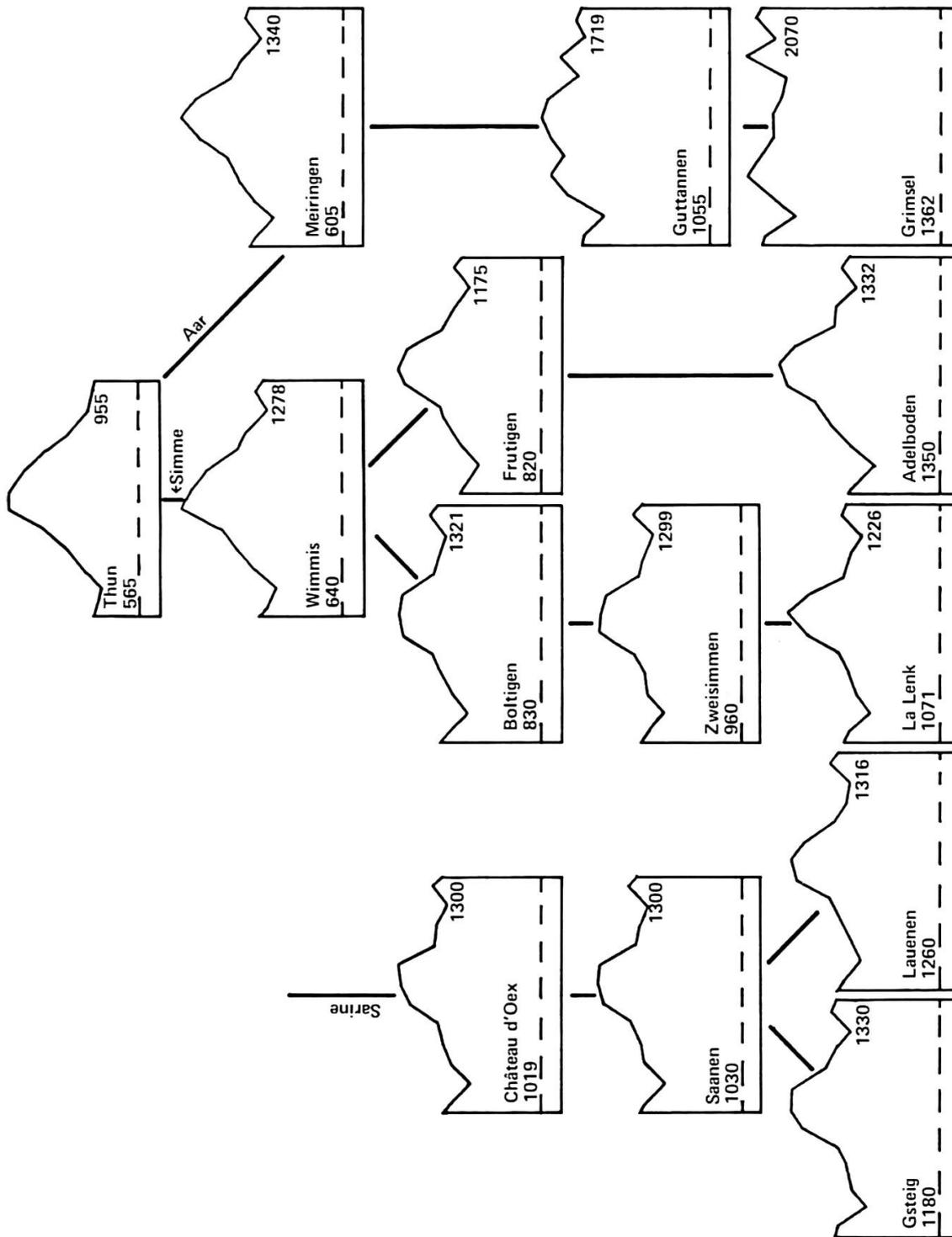


Fig. 10. — Diagrammes ombriques du versant nord des Alpes. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

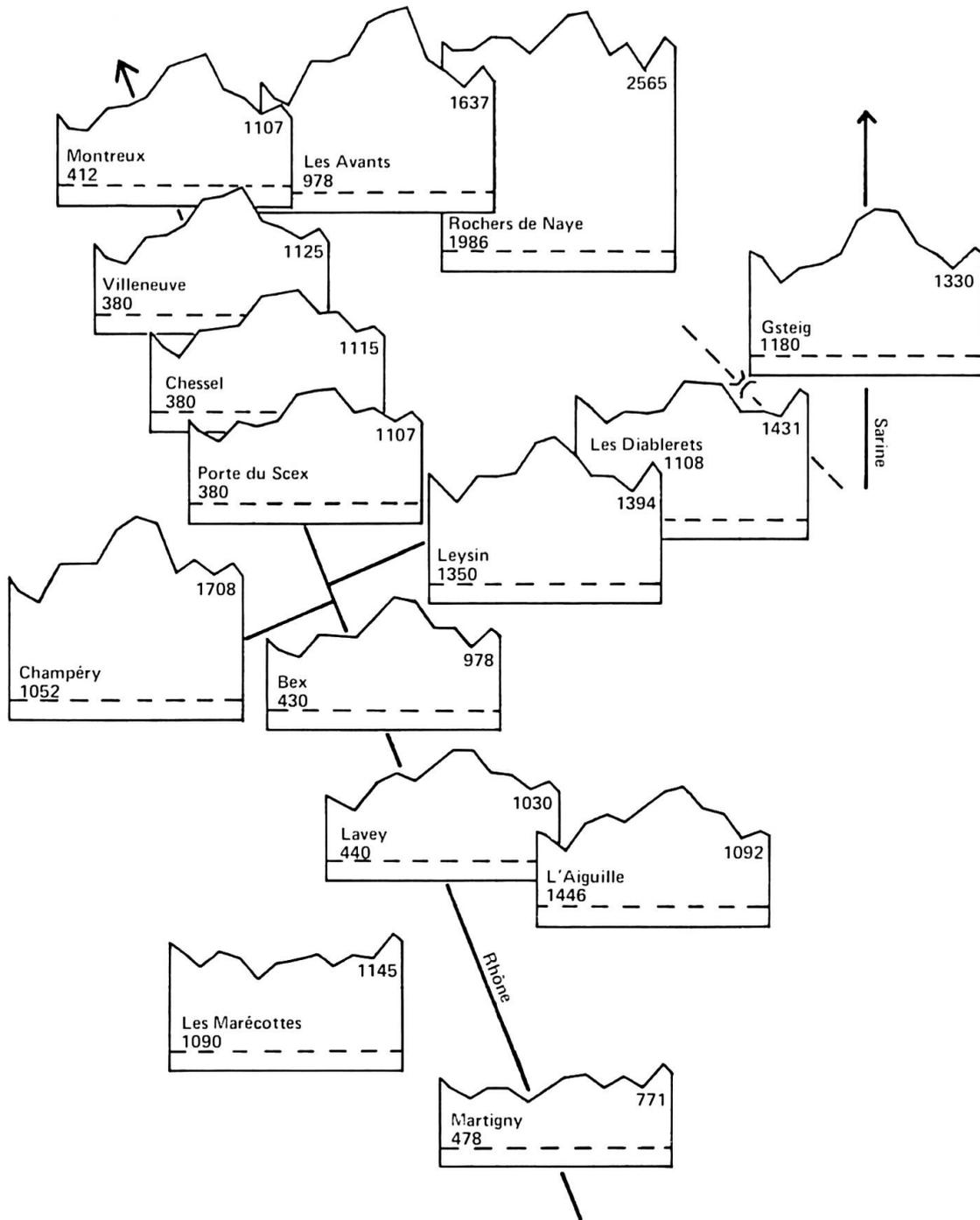


Fig. 11. – Diagrammes ombriques du Bas-Valais. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

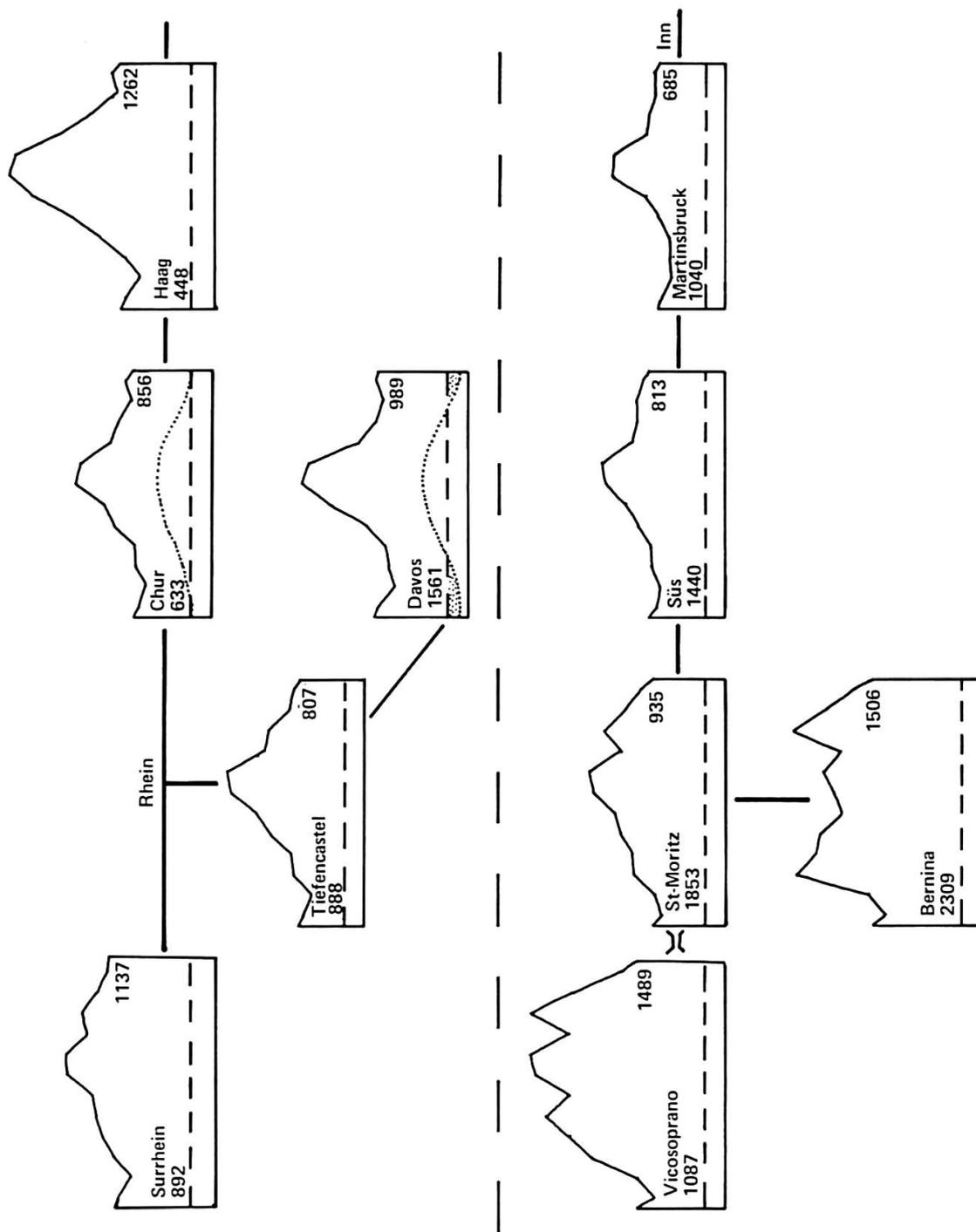


Fig. 12. — Diagrammes ombrothermiques des Grisons. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

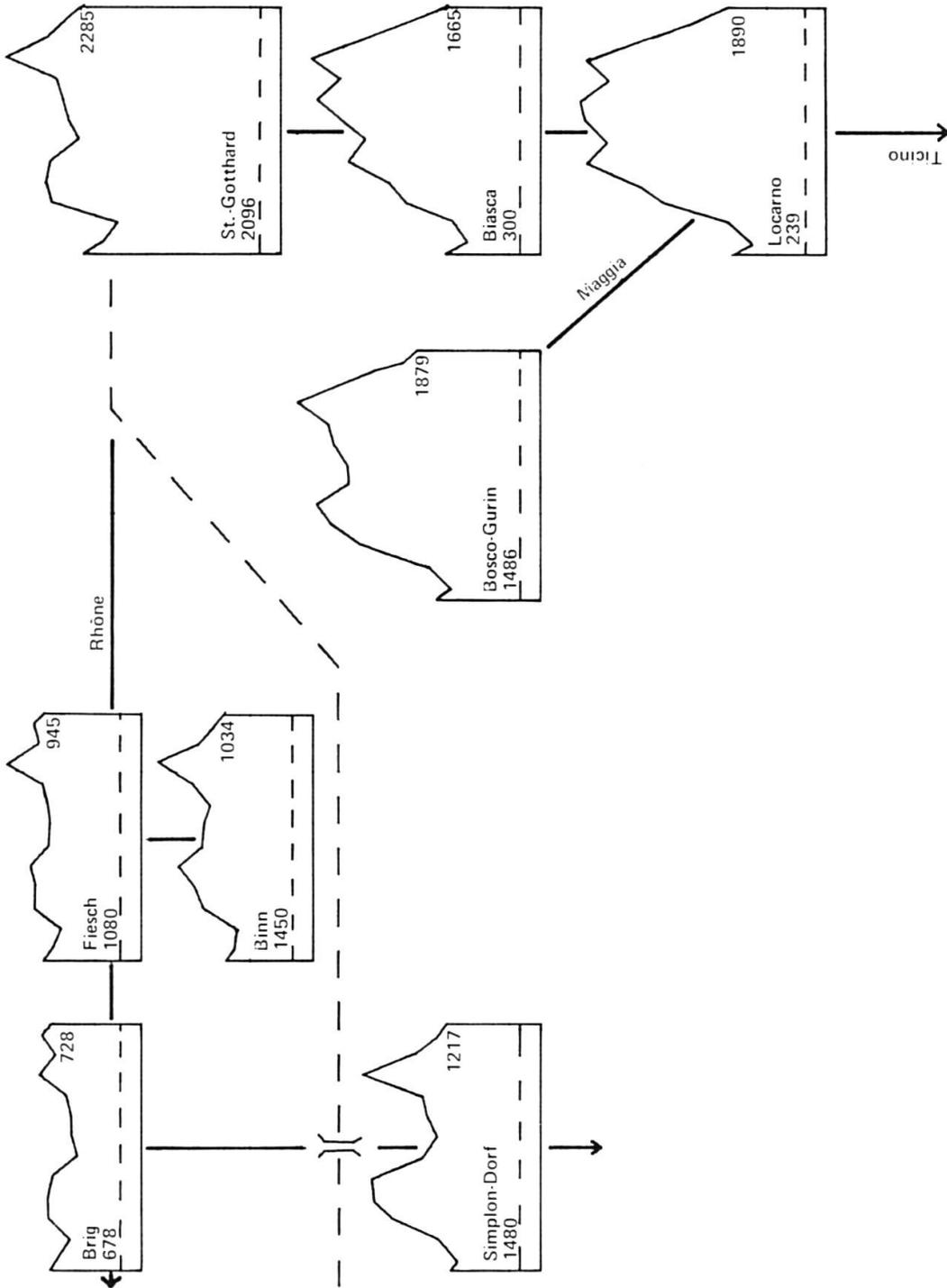


Fig. 15. — Diagrammes ombriques du Haut-Valais et du Tessin. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

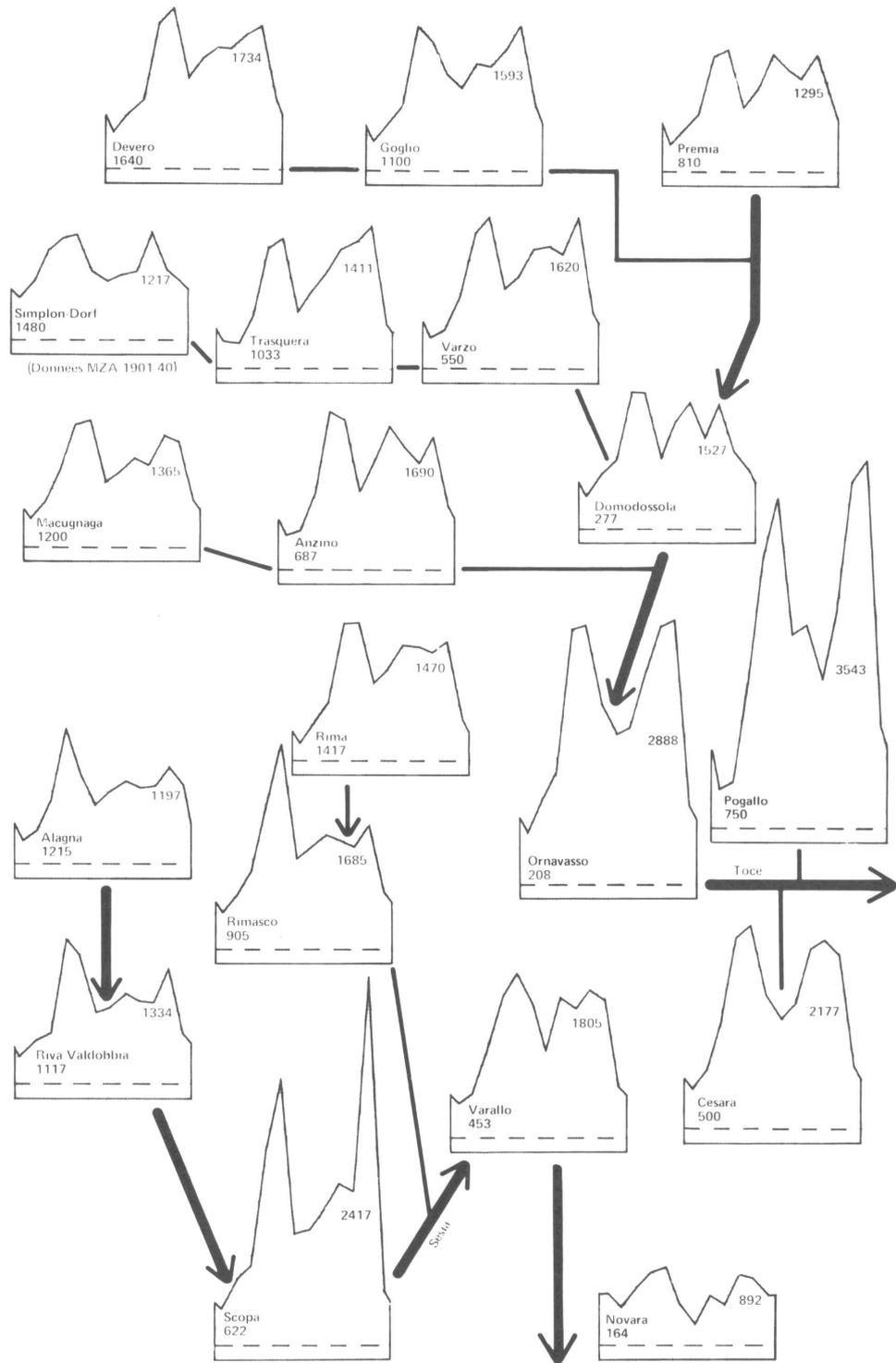


Fig. 13. – Diagrammes ombriques des vallées du Toce et de la Sesia. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

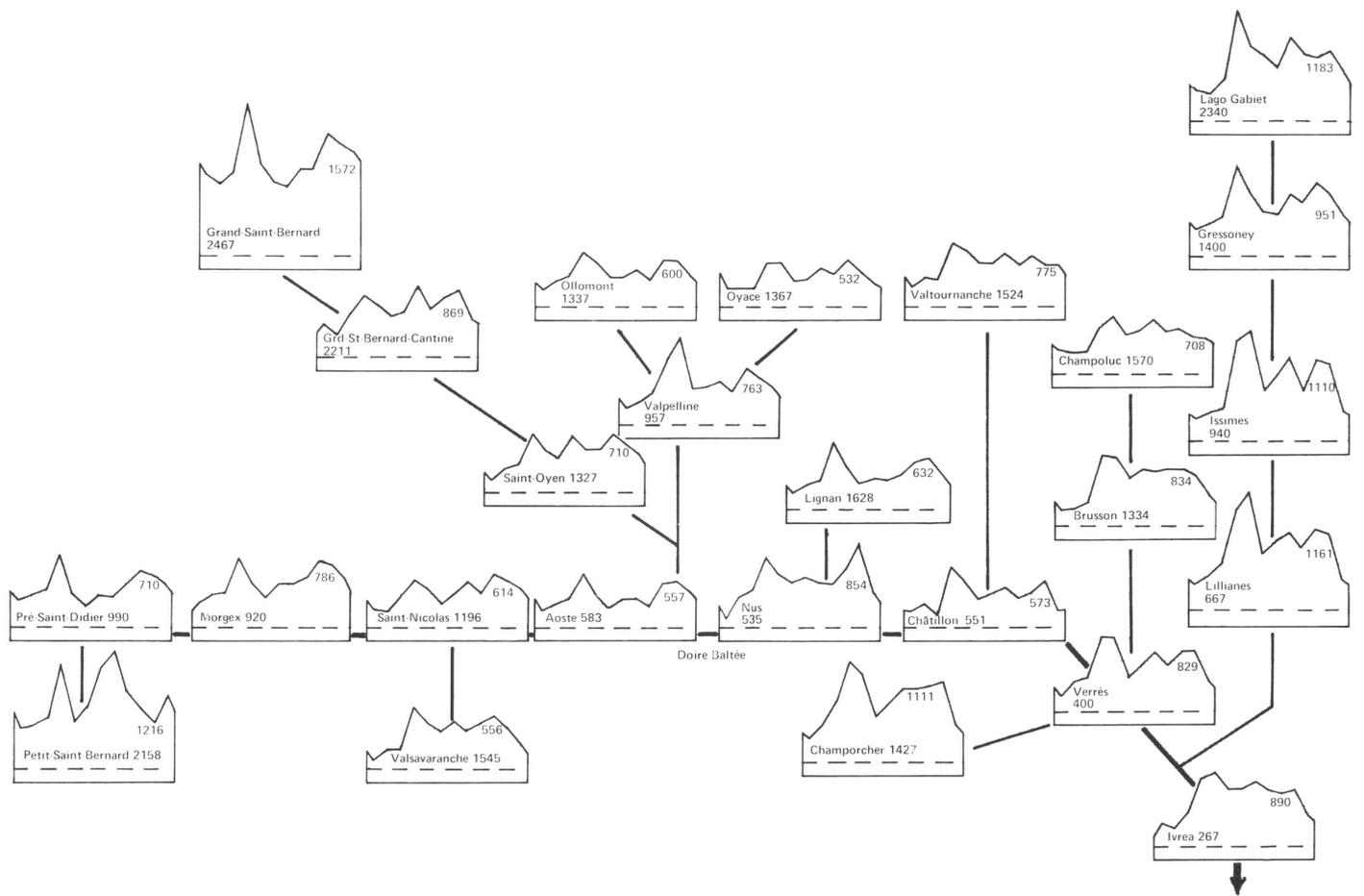


Fig. 14. – Diagrammes ombriques du val d'Aoste. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35).

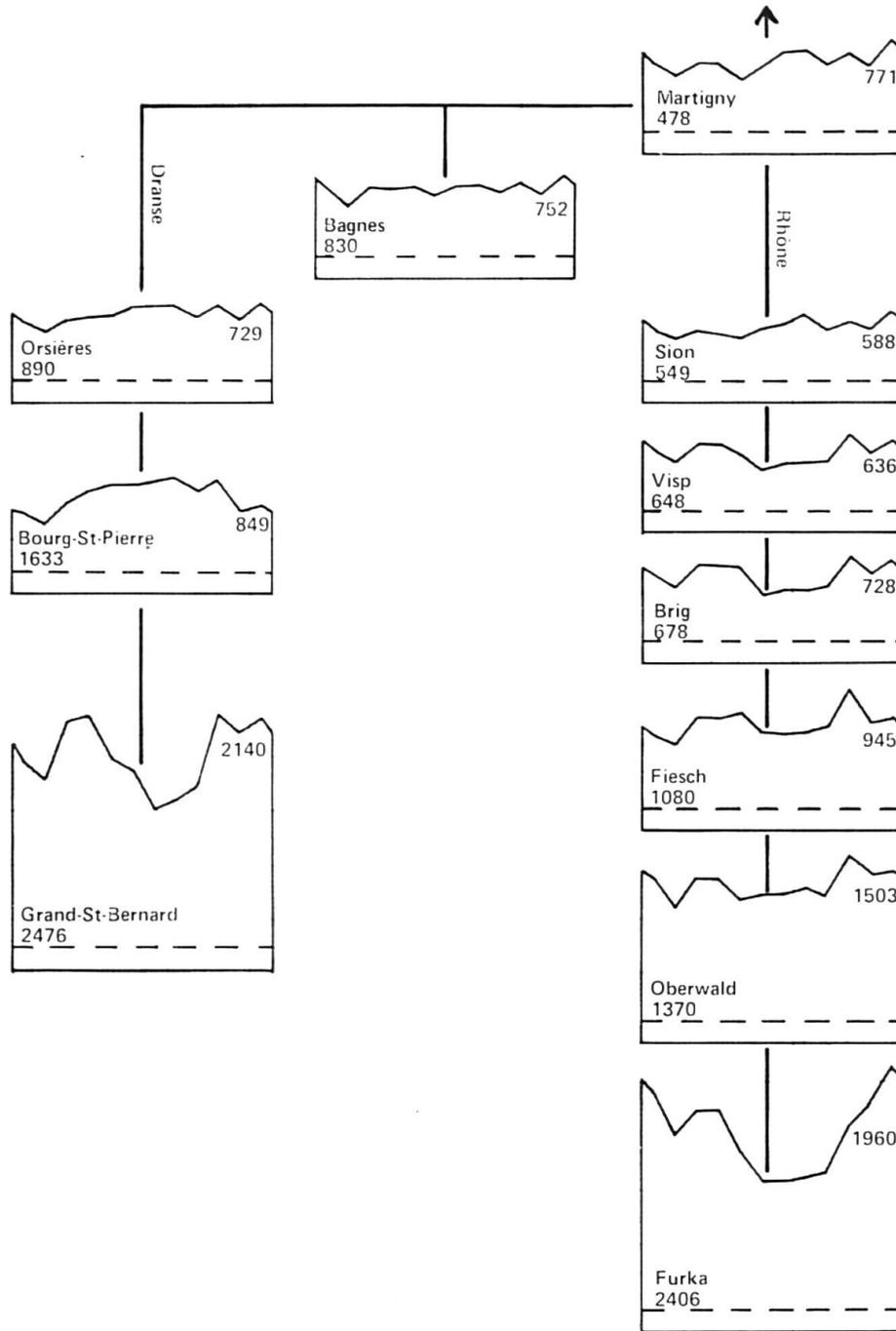


Fig. 16. – Diagrammes ombriques du Valais central, du val d'Entremont et du Haut-Valais. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

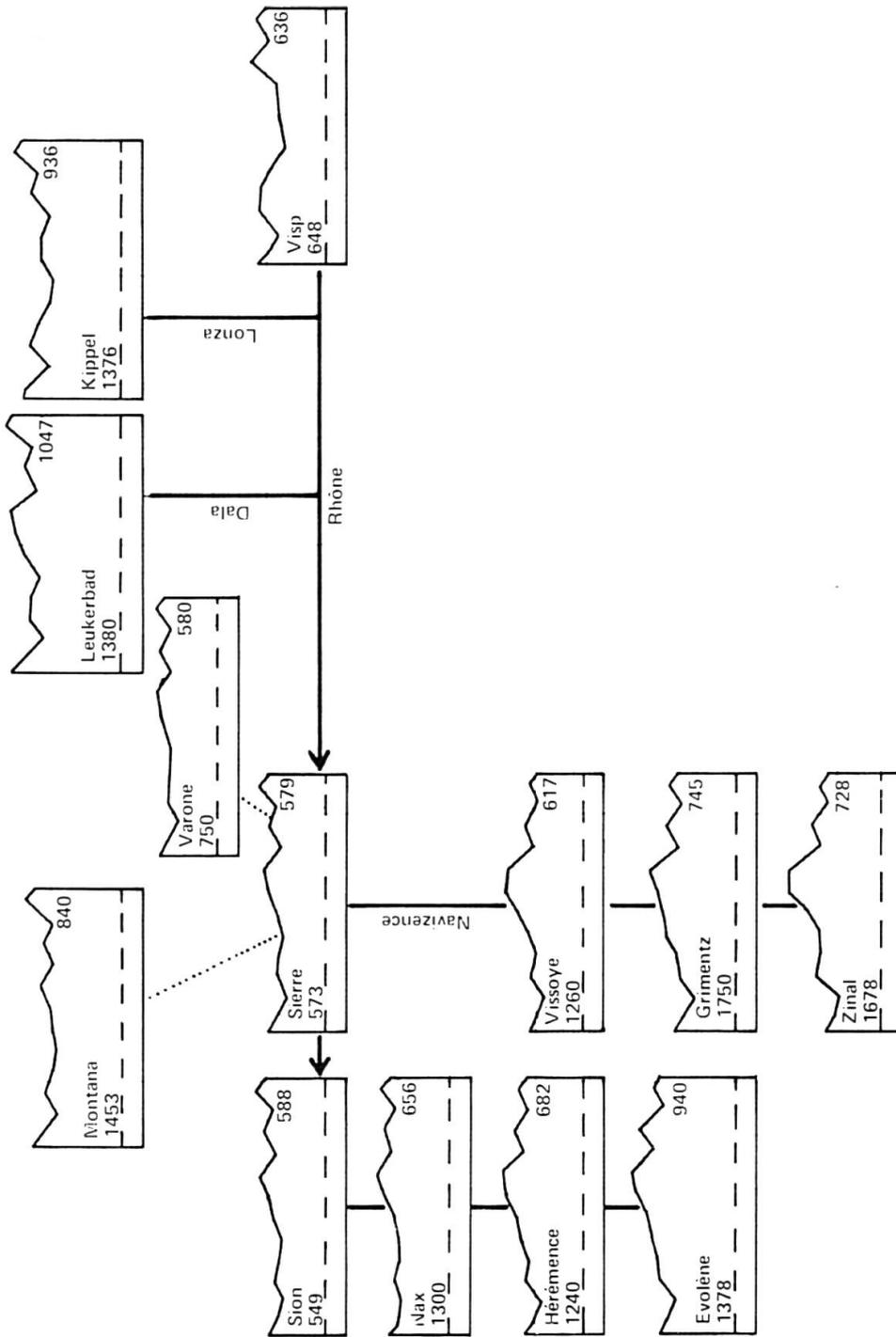


Fig. 17. – Diagrammes ombriques du Valais central, du val d'Hérens et du val d'Anniviers. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35).

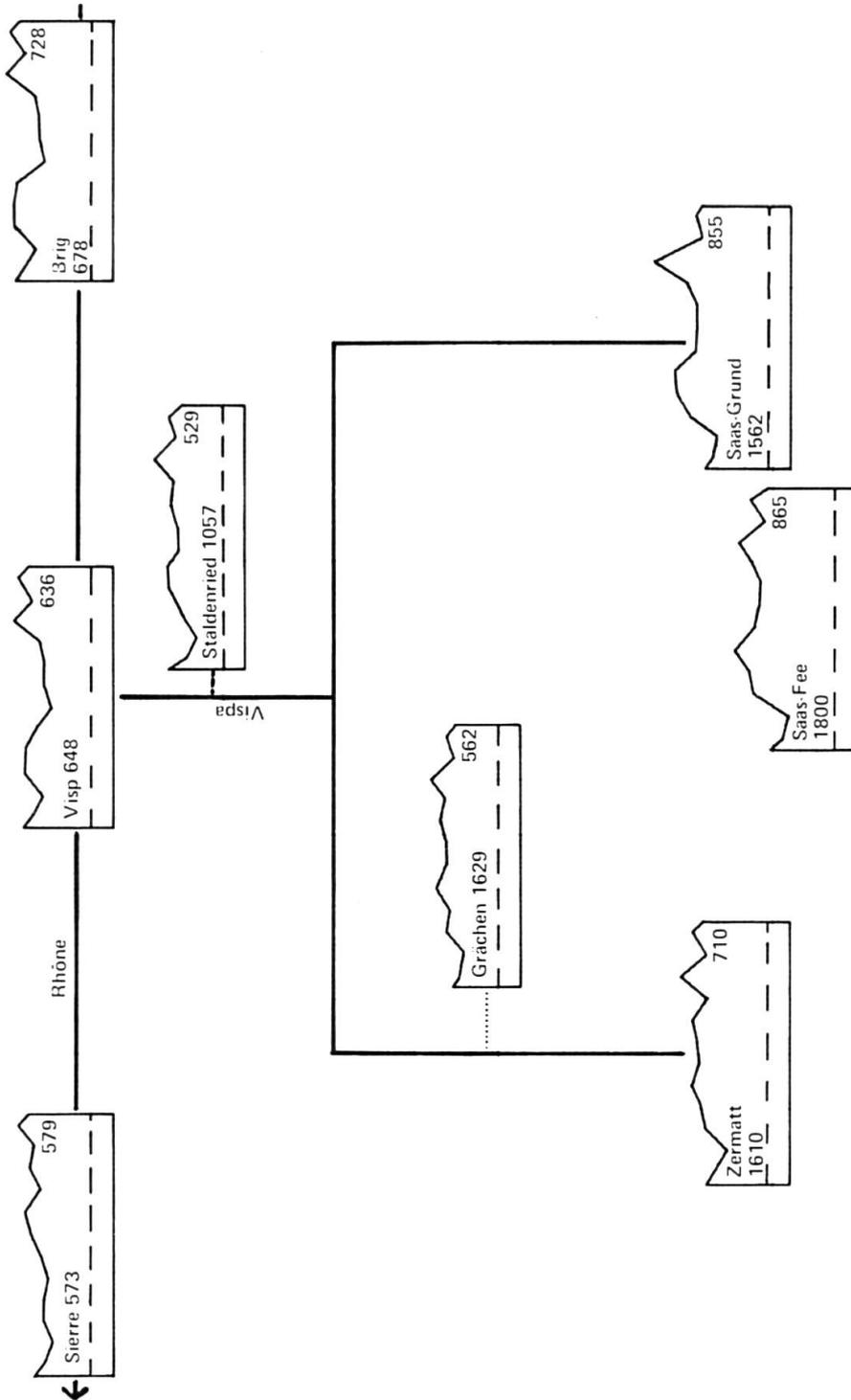


Fig. 18. — Diagrammes ombriques du Mattertal et du Saastal. (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

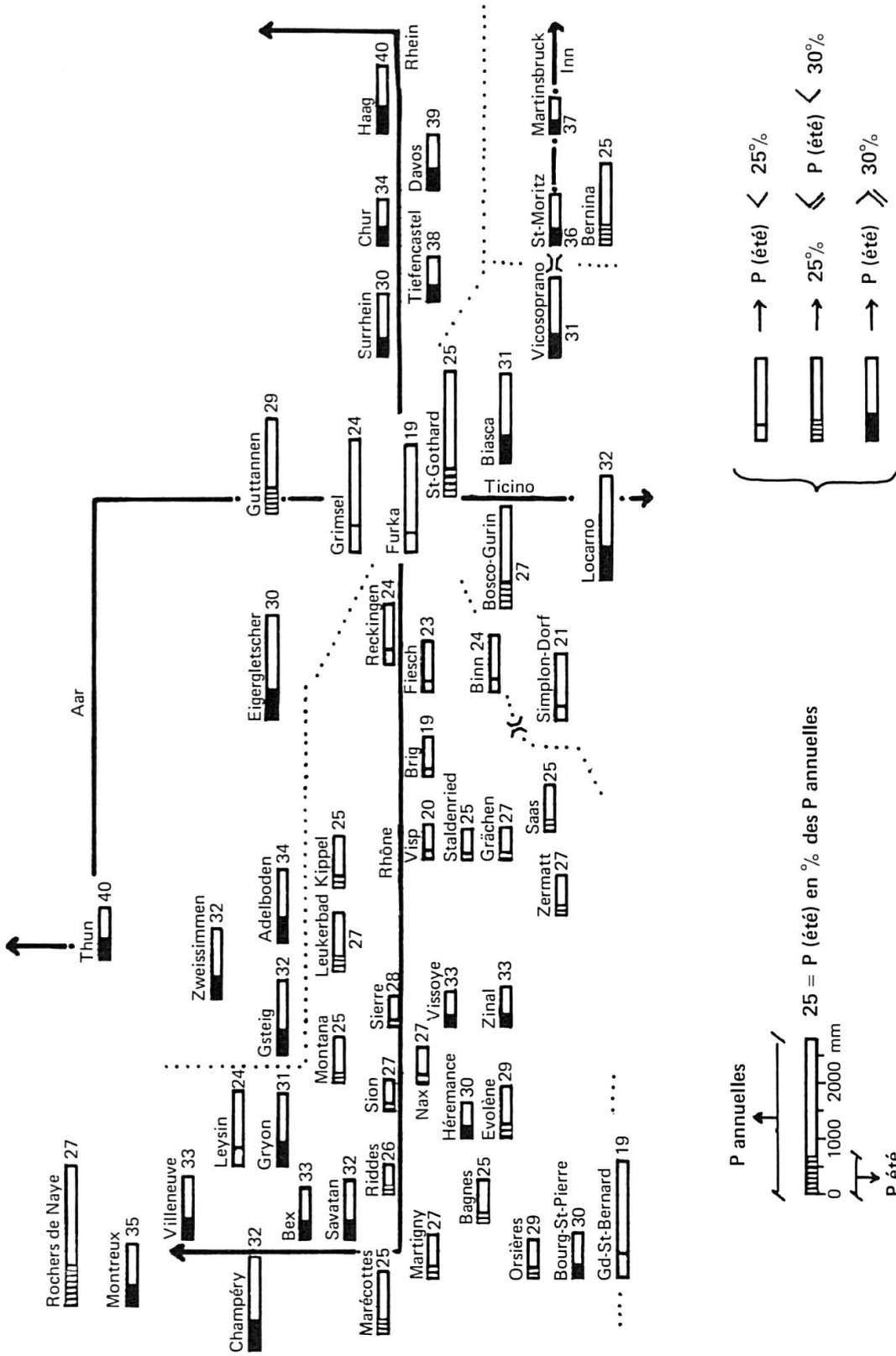


Fig. 19. — Rapport entre les précipitations des mois d'été (juin, juillet et août) et les précipitations annuelles.

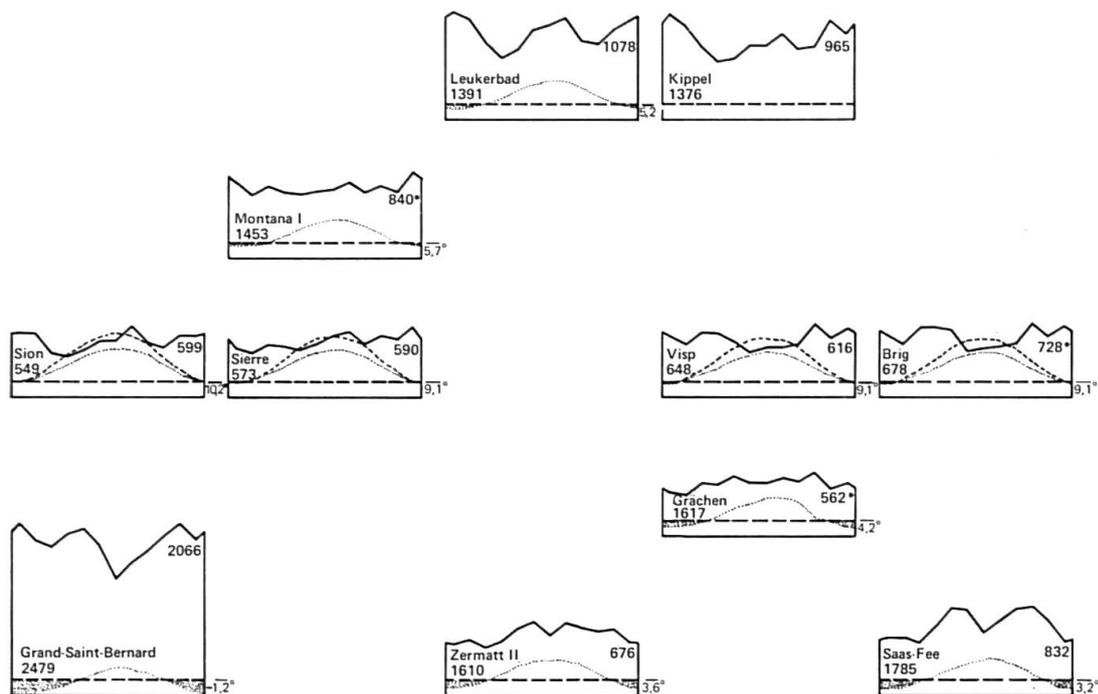


Fig. 20. — Diagrammes ombrothermiques du Valais: précipitations d'après les données d'Uttinger (1965) ou, pour les chiffres marqués d'un astérisque, Uttinger (1949); température d'après les données de Schüepp (1960-1961). (Voir les explications de la fig. 8, p. 35.)

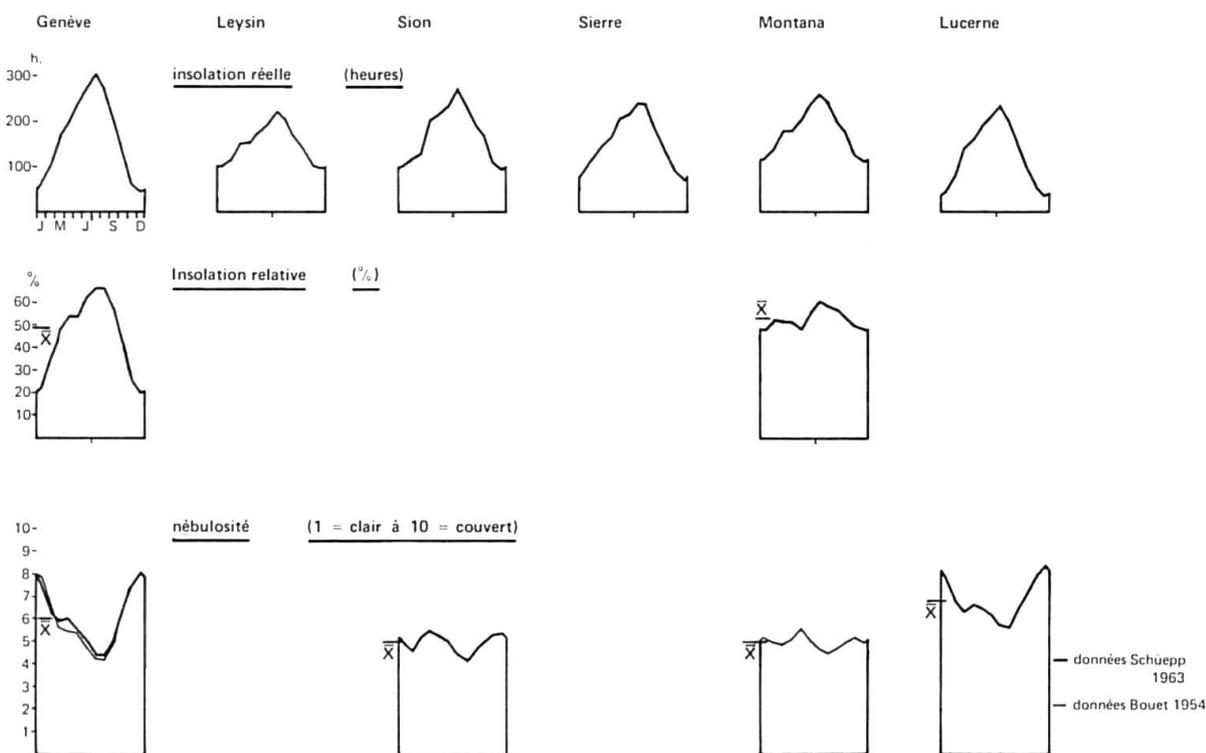


Fig. 21. — Moyennes annuelles d'insolation et de nébulosité.

4.3. *Facteurs maximums*

4.3.1. *Neige.*

Ce météore participe des précipitations: en règle générale, la richesse en pluie d'une région implique une richesse en neige, si les conditions thermiques nécessaires sont réalisées. Un rapport nivométrique des précipitations tombées sous forme de neige aux précipitations totales peut être établi pour la Suisse en général de la manière suivante (Bouet 1960):

<i>Zone altitudinale</i>	<i>Rapport nivométrique</i>
Plateau	9-10 %
1000 m	30 %
2000 m	60 %
3500 m	100 %

Les concrétisations locales sont en fait assez variables, dans le temps comme dans l'espace. En grandes lignes, un gradient géographique modifie l'application de ce rapport: il serait au plus faible dans les Alpes centrales, plus fort dans le Jura, au plus fort sur le versant N des Alpes.

Pour le territoire qui nous intéresse, Bouet donne les valeurs suivantes du rapport pour quelques stations:

Zermatt	48 %
Leukerbad	42 %
Montana	42 %
Sion	18 %

Bouet note encore que dès 1500 m, aucun mois de l'année ne peut être à priori considéré comme exempt de neige.

Ces données fragmentaires ne permettent pas d'évaluer l'intensité et la durée de l'enneigement dans le cadre géographique considéré ici. Pour mettre en place ce facteur, il faudrait une prospection particulière des données existantes: ainsi serait précisée l'action de ce facteur primordial en altitude.

Relevons pour illustration les aspects du rôle écologique de la neige: la protection thermique (nivellement par le haut des formations végétales d'altitude) et le rôle des avalanches (destruction, création de milieux *sui generis* — les couloirs d'avalanche —, diminution de la période de végétation dans leurs zones d'accumulation, donc transfert altitudinal de conditions du milieu de haut en bas).

4.3.2. *Grêle.*

Ce facteur est bien plus important pour le praticien que pour le naturaliste. De plus, il est en Valais beaucoup moins fréquent que sur le Plateau (Sion: 10 chutes de grêle de 1901-1940, soit une tous les quatre ans selon Bouet 1960).

Non mesuré aux altitudes supérieures, ce phénomène y apparaît beaucoup plus fréquent, mais le milieu naturel local y semble beaucoup moins sensible que les monocultures de la plaine.

4.3.3. Orage.

Bouet (1953) distingue deux manifestations de cette intempérie: l'orage local et le grain orageux, en déplacement; selon lui, ces deux types sont faiblement représentés en Valais, les orages locaux se manifestant sur les parties élevées, les grains orageux avançant difficilement, avec l'air froid qui les accompagne, dans la vallée.

Bouet (1953) établit d'une part un gradient amont-aval de fréquence des orages en Valais: pour 1 orage en Haut-Valais, il y aura 8 orages en Valais central et 13 orages en Bas-Valais. D'autre part, il établit une répartition des jours d'orages par an (critère: tonnerre audible) de Lausanne à Evolène en passant par Leysin-Montana-Sion et conclut par les régions incriminées:

Plateau vaudois	30 jours
Bas-Valais	24 jours
Alpes bernoises, versant N . .	26 jours
Alpes bernoises, versant S . .	23 jours
Vallée principale	15 jours
Alpes valaisannes	11 jours

Cet appauvrissement en orages se continue par une recrudescence marquée sitôt franchie la crête des Alpes: la région insubrienne, selon une longue bande courant au pied du versant sud des Alpes, compte de nouveau une moyenne supérieure à 30 jours par an (cf. les manifestations ombriques estivales au Tessin, fig. 15).

L'origine géographique des orages concourt à l'explication des influences climatiques sensibles au niveau de la pluviosité, mais ceci dans les étroites limites de la modeste participation des précipitations orageuses aux précipitations totales et de leur saison d'apparition, soit juillet-août. Ayant observé 32 orages non locaux ayant atteint le Valais, Bouet (1953) esquisse les trajectoires suivantes: 33 viennent de Savoie, traversant le Bas-Valais et se dirigent sur le Pays-d'Enhaut ou sur le versant N des Alpes, donc évitent le Valais central; 15, venant du Massif du Mont-Blanc, remontent le Valais dans sa partie centrale; 9, originaires des Pennines probablement, font de même; 8 remontent le Bas-Valais, dont 2 ou 3 seulement parviennent à dépasser Martigny; 11 longent la crête des Alpes bernoises d'W en E; le reste suit des trajectoires différentes, moins typiques, ou inconnues.

Donc le manque relatif de précipitations orageuses en Valais central fait ressortir la présence d'orages penniques et le long de la crête des Alpes bernoises: les maximums d'été des stations moyennes de part et d'autre du centre du talweg (Evolène, Zinal, Leukerbad) bénéficient probablement, en plus des influences septentrionales déjà invoquées, de ce léger appoint ombrique.

4.3.4. *Insolation.*

Ce facteur, complémentaire de la nébulosité traitée ci-après et donc des précipitations, atteint, de ce fait, des valeurs fortes en Valais. Bouet (1947-1948) donne des valeurs d'insolation reposant sur trois concepts de ce facteur:

- 1° – insolation théorique: la somme des périodes séparant le lever du coucher du soleil, à une latitude donnée et compte tenu de l'ombre portée par les divers obstacles géographiques intervenant localement est une grandeur calculée à partir d'héliogrammes par exemple;
- 2° – insolation réelle: la somme des heures d'insolation effectives mesurées;
- 3° – insolation relative: le rapport en % des deux premières valeurs; ce rapport exprime au mieux l'état du ciel en plus des conditions d'ensoleillement que permet le cadre géographique et orographique.

L'insolation réelle dans sa démarche annuelle est donnée en figure 21 pour trois stations valaisannes et trois stations suisses de comparaison. Le total annuel des heures d'ensoleillement est pour ces stations:

Genève	2071 h.
Leysin	1813 h.
Sion	2124 h.
Sierre	1902 h.
Montana	2153 h.
Lucerne	1587 h.

Il apparaît immédiatement que la station du N des Alpes (Lucerne) a un ensoleillement nettement inférieur à celui du Valais et de l'W du Plateau. Le maximum estival est montré par Genève: le fait que Montana en dépasse le total annuel de près de 80 heures est à mettre au bénéfice de la clarté de l'hiver valaisan.

Sur la même figure sont données les insolutions relatives de Genève et Montana où la moyenne (\bar{x}) est indiquée graphiquement. Il y apparaît encore plus la clarté hivernale de la station valaisanne.

Il y a loin de ces évaluations climatologiques à l'efficience au niveau écologique de la radiation solaire. On peut cependant prévoir, tout au moins, que cette radiation s'exerce en Valais plus fortement que dans les régions périphériques, car:

- 1° – la limpidité atmosphérique y est plus forte et plus fréquente (cf. facteur suivant);
- 2° – le relief fait émerger la majorité des surfaces au-dessus de la couche à forte absorption de basses zones altitudinales;
- 3° – le relief expose encore les versants S selon une pente qui les rapproche de la perpendicularité aux rayons solaires, donc de leur efficacité optimale.

4.3.5. *Nébulosité.*

Ce facteur devrait théoriquement apparaître comme le moule en creux du précédent. Il pourrait également suivre la courbe des précipitations. Le premier point se vérifie assez bien (fig. 21) pour les stations du Plateau; pour les stations

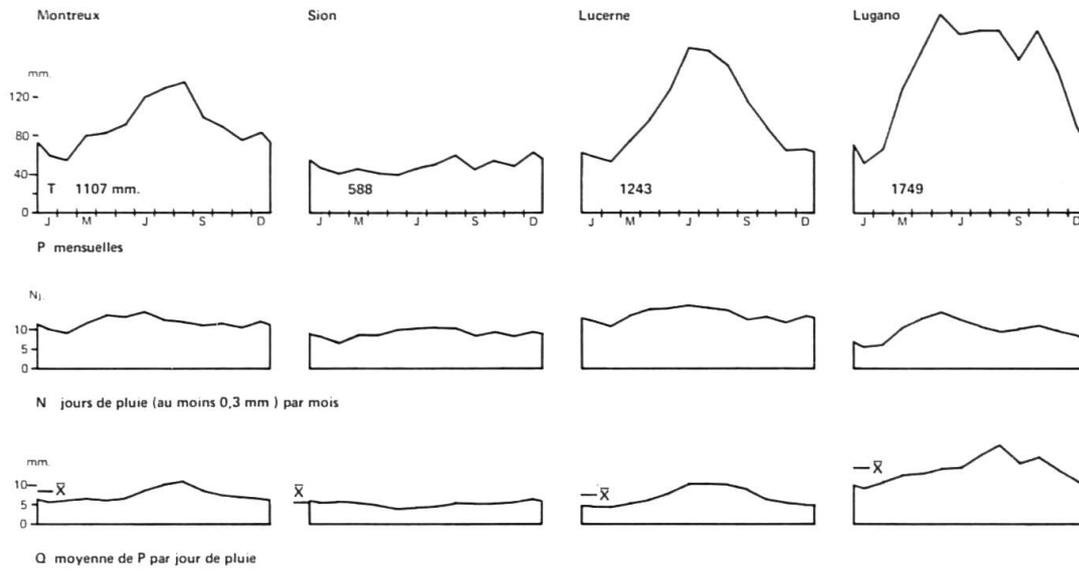


Fig. 22. – Intensité journalière de la pluie, moyennes 1901-1940, d'après les données d'Uttinger 1949.

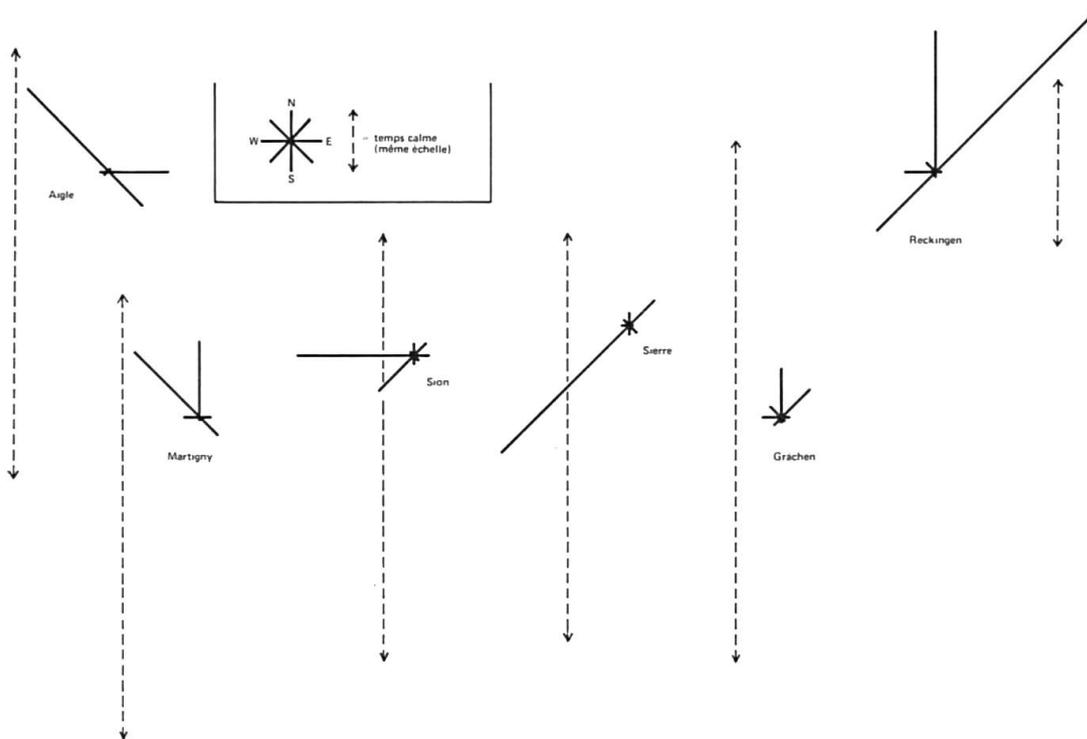


Fig. 23. – Répartition annuelle de la fréquence des vents selon leur orientation (trois observations quotidiennes: 07.00, 13.00 et 21.00 h.). D'après les données de Maurer, Billwiler et Hess (1909-1910).

valaisannes, une moins grande régularité est marquée par une coexistence de maximums. L'étude de Bouet (1947-1948) dont une partie des données est tirée mène à la caractérisation régionale suivante:

- 1° – Le groupe Montana-Leysin, soit la rive droite du Rhône valaisan, voit l'hiver riche en soleil, l'été également mais à un degré moindre. Le mois de mai présente un maximum de nébulosité probablement dû au passage au printemps proprement dit (soit climatologiquement parlant à la transition du régime anticyclonique d'hiver au régime dépressionnaire d'été); donc un signe de mousson d'été.
- 2° – Plateau: l'hiver y est pauvre en soleil, l'été riche; c'est un contraste égal, mais inverse à celui des précipitations. La congruence forte insolation-fortes précipitations implique des séquences de pluie intense: une évaluation globale de l'intensité journalière de la pluie au cours de l'année (fig. 22) corrobore cette opinion pour des stations du Plateau et du Tessin, la station valaisanne s'écartant de ce type.
- 3° – Sommets: l'insolation de printemps et d'été y est moins forte que celle d'hiver, par suite des nuages de convection qui se forment à la belle saison. Ce type de station échappe d'ailleurs à notre zone d'intérêt.

Quant au brouillard, quatre types peuvent être distingués:

- 1° – brouillard de mauvais temps, représenté par une couverture nuageuse à basse altitude (un nuage volant bas);
- 2° – brouillard au sol, dû à un effet de condensation nocturne (généralement de faible épaisseur);
- 3° – brouillard de pente, soit un nuage de condensation poussé par un courant ascendant: migrateur et passager, il s'observe particulièrement sur les pentes recevant du soleil après une séquence de pluie ou une nuit humide;
- 4° – mer de brouillard, provoquée par une stabilisation de la condensation atmosphérique dans les niveaux inférieurs, due à l'inversion de température et l'amplifiant.

La répartition générale du brouillard se conforme à deux grandeurs couplées, précipitations et altitude. En Suisse, les régions à minimums de pluie sont également des régions à minimums de brouillard. Bouet (1956) donne la répartition suivante en jours de brouillard par an:

Plateau:	Genève	24 jours
	Olten	84 jours
Bas-Valais:	Saint-Maurice . .	60 jours
Valais central:	Sion	12 jours
	Sierre	3 jours
Haut-Valais	Gomstal	25-30 jours

Ainsi, d'une manière générale, le creux de précipitations du Valais central est également le lieu d'un minimum de brouillard. Le seuil de Saint-Maurice, véritable piège orographique à brouillard, en montre une fréquence élevée qui forme frontière.

L'absence de répartition mensuelle du brouillard n'empêche pas de penser que sa présence pendant la belle saison doit être empêchée par l'activité du vent de vallée (cf. infra).

Parallèlement aux précipitations, le brouillard augmente de fréquence avec l'altitude, où il se présente sous forme de brouillard de pente ou de mauvais temps. Sur l'adret valaisan, les stations Montana et Leukerbad fournissent une fréquence annuelle de 50 à 60 jours par an, maximums en mai et octobre (Bouet 1956). Sur le flanc qui lui fait face, Bouet, par observation directe, l'estime à 30 à 40 jours par an. L'ensoleillement moindre des expositions N doit impliquer une diminution du brouillard de pente si fréquent, fût-ce d'une manière restreinte, sur l'adret, et ne laisser de place qu'au brouillard de mauvais temps. De plus, les longues vallées latérales de la rive gauche doivent représenter des points minimums (10 à 15 jours par an).

Les cols sont dans le brouillard beaucoup plus fréquemment (Grand-Saint-Bernard: 129 jours par an). Il s'agit avant tout de brouillards occasionnés par la migration de nuages et plus souvent encore par la présence du "mur de fœhn".

A titre de comparaison, le Jungfraujoeh compte 210 jours par an: il s'agit du brouillard de mauvais temps dans sa forme "brouillard de sommet".

La mer de brouillard, phénomène hivernal, est peu fréquente dans le Valais central (4 jours par an selon Bouet). Sa rareté accentue donc la permanence au long de l'année de la limpidité atmosphérique de cette région. Dans le Bas-Valais, par contre, elle règne 27 jours par an.

L'observation directe permet souvent de constater une permanence estivale de la mer de brouillard sous forme d'un voile atmosphérique dont l'altitude supérieure se situe autour de 1200 m dans le Bas-Valais par exemple, soit à la limite supérieure des forêts montagnardes là peuplées de hêtres, auxquels donc ce voile fournit un léger abri et un appoint d'humidité atmosphérique. La rareté de la mer de brouillard concorde avec la faible présence de ce voile en Valais central, où toutes ces formes atmosphériques d'appoint hygrique, thermique et antilumineux ne sont pas fournies à la végétation.

4.3.6. *Vent.*

Ce facteur maximum peut exercer une double action sur la végétation: mécanique, modelant le paysage végétal; écologique, par le remaniement du contexte climatique dû à la qualité des masses d'air entraînées.

A ce sujet, et comme la plupart des longues vallées continentales, le Valais présente un trait marquant: la présence d'un vent de vallée. L'orographie qui conditionne ce dernier empêche du même coup la présence d'autres vents répandus sur les zones périphériques: la "bise" du Plateau, courant froid et sec du NE, le vent d'W en général, vecteur des pluies atlantiques, dont l'entrée en Valais est freinée par le relief. Cette orographie permet, par contre, d'autres types de courants de moindre importance: le fœhn (phénomène général dans les Alpes) et le vent d'E, particulièrement flagrant sur l'adret valaisan en sa partie centrale.

Le vent de vallée consiste, selon le schéma classique des vallées intérieures, en un système aller et retour à périodicité noctidienne et annuelle.

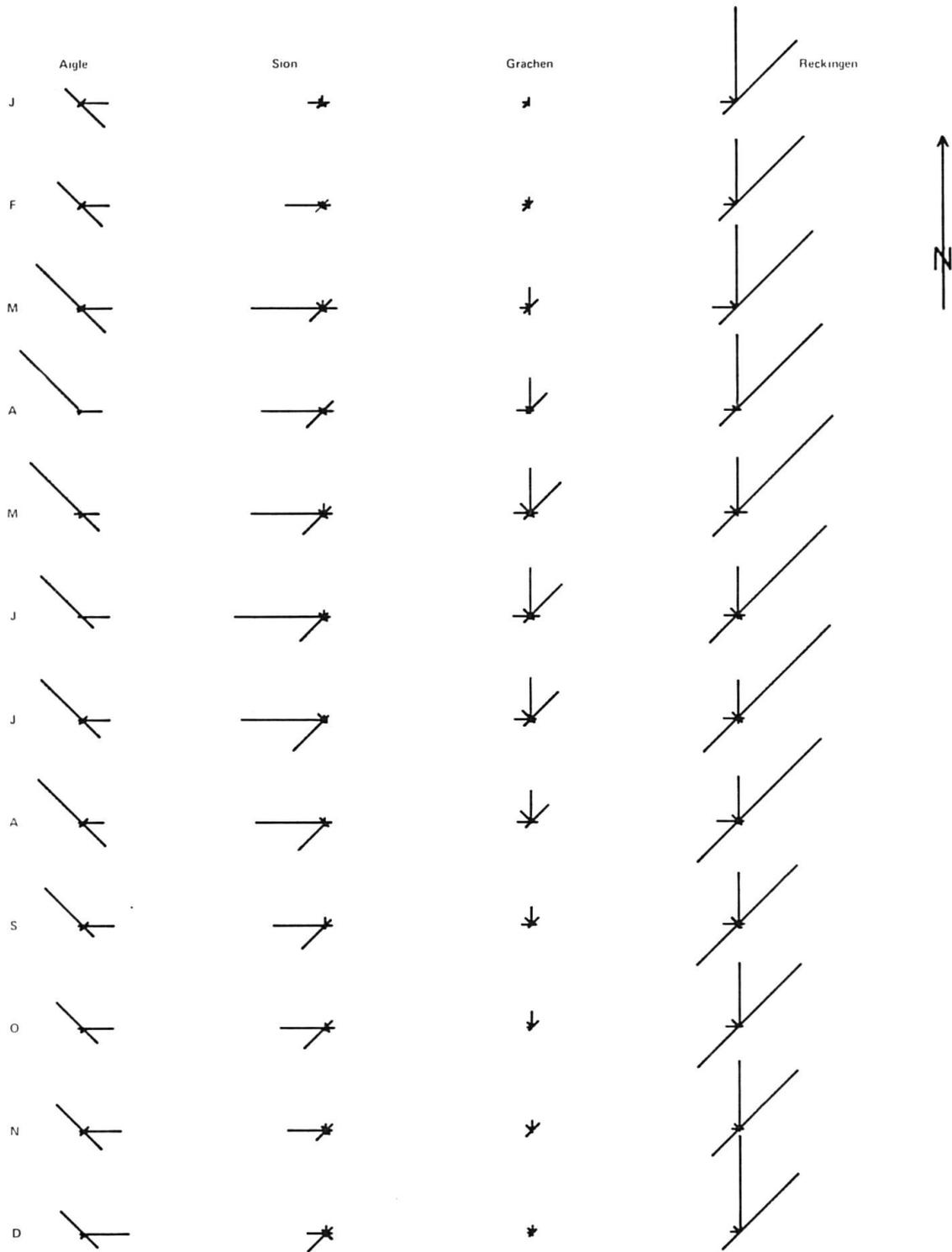


Fig. 24. – Fréquence par mois des vents selon leur orientation. D'après les données de Maurer, Billwiler et Hess (1909-1910).

Aller: un vent modéré à violent, à tendance chaude et sèche, remonte la vallée du Rhône presque quotidiennement de 10 h. du matin à la nuit et de mars-avril à septembre-octobre. Son maximum d'intensité se situe en amont du Bas-Valais et de là jusqu'à Brig. Il joue un rôle de facteur maximum aux deux sens prévus au début de ce chapitre: l'inclinaison générale des arbres du talweg valaisan en témoigne, ainsi que son effet desséchant qui s'exerce en de nombreux secteurs jusqu'à 800-1000 m d'altitude. Nous lui conserverons son nom allemand expressif de Talwind.

Retour: un vent qui s'apparente plutôt à une brise à tendance fraîche descend la vallée la nuit et le matin jusqu'à 10 h. Il se généralise en hiver, en l'absence du courant aller, le Talwind. Plus faible que ce dernier, ce courant correspond au glissement des couches froides de l'atmosphère aux altitudes supérieures. Ses conditions d'existence ne sont réalisées qu'une fois la situation thermique nocturne installée: sa formation est empêchée au début de la nuit par l'exoradiation terrestre de la température emmagasinée pendant le jour. Son nom allemand est Bergwind.

L'importance de ce système venteux est mise en évidence sur les figures 23 et 24 où des roses des vents établies d'après les données de Maurer, Billwiler, Hess (1909-1910) sont disposées à l'emplacement schématiquement géographique des stations considérées. On voit la direction des plus grandes fréquences orientées dans le sens du talweg, d'une manière que le découpage en directions à 45° fractionne parfois en composantes et dont il faut restituer la tendance originelle. Sur le talweg, d'Aigle à Sierre, le Talwind manifeste toute son importance, nettement supérieure au Bergwind; en amont, à Reckingen, soit dans le Gomstal, le système est inversé et le Bergwind domine. Cette inversion caractérise la situation extrême du Gomstal, en fait vallée latérale en prolongement de la principale, proche de la masse centrale des Alpes; l'altitude élevée, dont nous avons déjà (cf. température) relevé le climat froid. La disposition extrême de cette vallée, de l'autre côté donc de l'appel d'air central, permet cette synergie Bergwind dominant (et très actif: l'étendue de temps calme est ici minimale) et basse température.

Grächen manifeste par sa rose des vents la même répétition du régime de la vallée centrale orienté sur la vallée latérale qu'au point de vue ombrothermique. Ce nouvel exemple de régime secondaire climatique doit pouvoir être extrapolé aux autres longues vallées latérales.

La double périodicité du système Talwind-Bergwind est mise en évidence sur la figure 25, où trois mesures quotidiennes et leur répartition mensuelle au long de l'année démontrent cette modulation de fréquence pour Sion. La prédominance du Talwind est quasi générale, suivant une progression de mars à juillet (avec une inflexion en avril), une régression ensuite. Le Bergwind, toujours inférieur sauf en plein hiver, se marque surtout de part et d'autre de la belle saison et du milieu de la journée. C'est au printemps, surtout en fin de journée, et un peu moins en automne, que la composante NE prend des valeurs traduisant l'effet d'un autre courant atmosphérique dont l'existence relativement peu marquée dans l'ensemble du système venteux valaisan est cependant non négligeable par ses implications ombriques et thermiques: le courant fœhn-vent d'E combiné.

Le fœhn, phénomène classique intéressant les Alpes en général, s'étendant souvent au Plateau en partie, consiste en une bouffée brusque d'air chaud et sec selon l'adiabatique typique dite précisément "effet de fœhn". Les conditions météorologiques originelles sont le plus souvent: dépression à l'W de l'Europe, dépres-

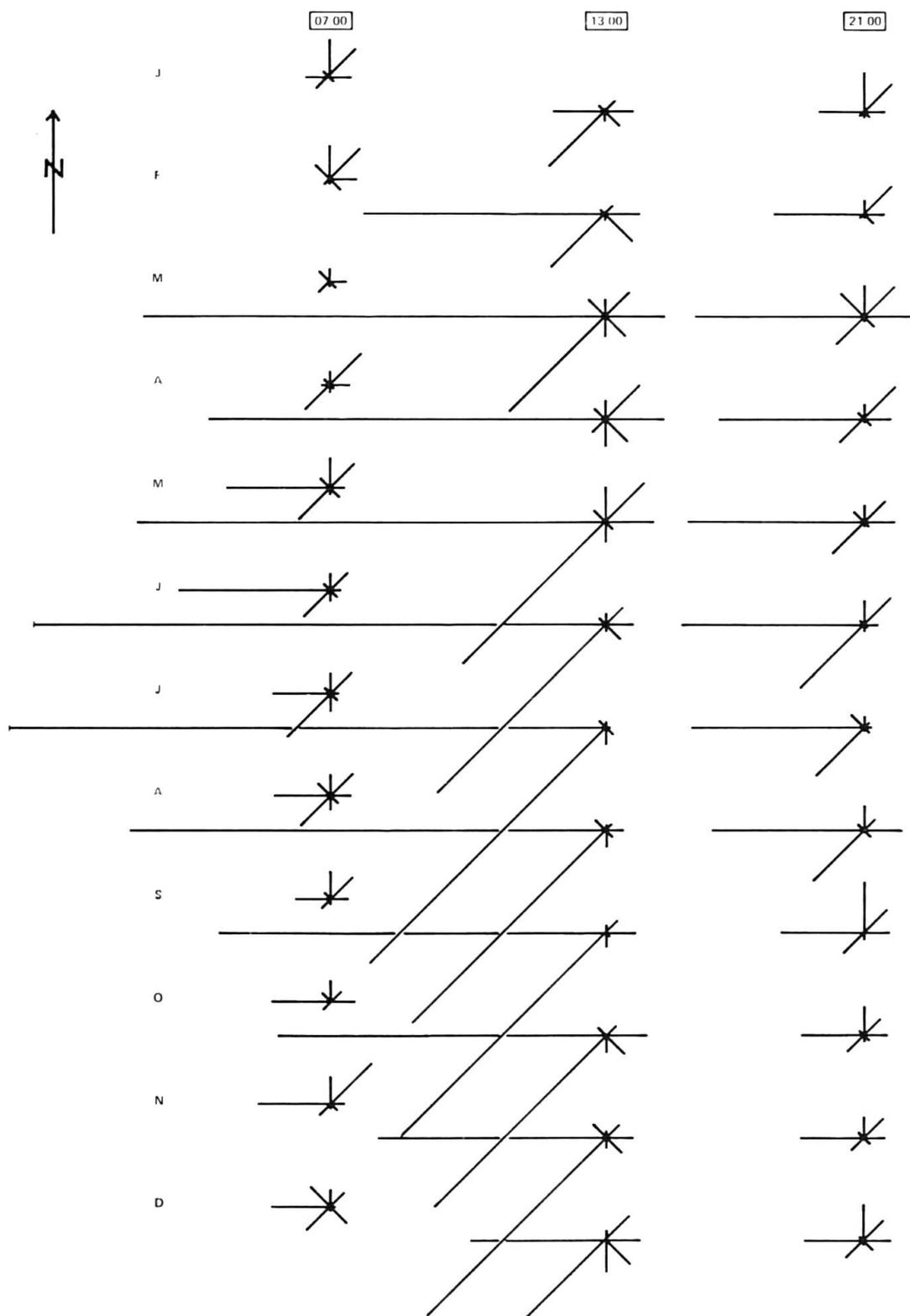


Fig. 25. — Fréquence des vents à Sion selon leur orientation, par mois et par observations quotidiennes, à 07.00, 13.00, 21.00 h. D'après les chiffres de Maurer, Billwiler et Hess (1909-1910).

sion au SE, dont courant élevé à trajectoire méridienne. Elles peuvent aussi être: vaste dépression sur l'Italie du Nord, donc fœhn cyclonique avec vents d'altitude venant du SE. De par son orientation générale, le Valais y est moins exposé que le versant N des Alpes.

Les manifestations fœhniques sont limitées en Valais à la fois dans leur intensité relative (le fœhn ne représente que 8 % du bilan venteux du Valais central), dans l'espace du temps.

Dans l'espace, le fœhn n'intéresse que deux secteurs du Valais. Le plus important est le secteur Brig-Sion, la crête des Alpes lépontines du Simplon au Griesspass à l'E en étant le principal déversoir: on y voit se manifester le signe précurseur du fœhn, une barre nuageuse (mur de fœhn) qui, en cas de fœhn typique, déborde largement la chaîne en aval et donne lieu à des précipitations. Le long du cours de la vallée, le fœhn se comporte en courant d'altitude. En moyenne altitude il se manifeste sous forme de vent d'E et n'intéresse que l'adret valaisan (Bouet observe de 1947 à 1950 66 jours de vent d'E à Montana pour 10 jours de fœhn à Sion). Dès la région de Sion, ce vent quitte la vallée principale et oblique vers la crête des Alpes bernoises derrière laquelle il réapparaît. Le fait qu'on le retrouve en Bas-Valais doit être assimilé à cette trajectoire.

Les longues vallées de l'ubac sont peu sujettes au fœhn, relativement plus dans les Visptâler (plus proches du Simplon) et dans les vallées des Dranses (débouchant sur le Bas-Valais): cette pauvreté relative par rapport aux longues vallées du versant N des Alpes est imputée au profil en long trop concave des vallées valaisannes.

Dans le temps, l'activité du fœhn-vent d'E passe par deux maximums annuels: printemps et automne. De plus, sa fréquence maximale s'établit, au cours de la journée, autour de 16-17 h; il y a convergence avec le maximum des orages: à cette heure, le gradient thermique est le plus élevé, partant le plus instable.

L'incidence fœhnique qui retient principalement notre attention (à part la hausse thermique et la baisse hygrique) est l'accompagnement de précipitations dites précipitations fœhniques que Bouet observe dans le Haut-Valais et dont il fixe l'extension occidentale au Mont-Rose au S (cf. la pluviosité), plus loin en aval au N (il observe une limite visible à Leuk). Ces précipitations groupées au printemps et à l'automne semblent en partie responsables des manifestations de type insubrien de la pluviosité du Haut-Valais: dès lors le fœhn et le vent d'E semblent intervenir comme vecteurs (entre autre) de l'influence insubrienne.

Parmi les autres composants du système venteux valaisan, rappelons la brise de vallée, provoquant dans les vallées de la rive gauche un rafraîchissement au milieu de la journée et dont une incidence sur l'adret peut être mentionnée; les masses d'air dont elle est composée provoquent, en s'écrasant sur l'adret qui fait face au débouché des vallées dont elles viennent, un effet d'échauffement prévisible, mais non mesuré. Ce transit apparaît fort peu sur les roses des vents des stations parcourues. Les résultats enregistrés à Chippis (débouché du val d'Anniviers) ont fait penser à Bouet (1954) que le courant provenant de cette vallée devait faire son entrée dans la vallée principale à un niveau altitudinaire supérieur à celui de la station d'observation et, de ce fait, échapper à son contrôle. De là à penser que le terrain d'action de cet échauffement se situe passablement plus haut sur l'adret que le cours du Rhône, il n'y a qu'un pas; cependant, il est impossible de préciser la part de ce phénomène dans les causes de la remontée des étages de végétation propres à cette rive du Rhône.

4.4. Conclusion

Conditionné par son relief montagneux, donc par le facteur altitudinaire et par son caractère de sillon alpin central, donc par le cadre géographique, le Valais affirme une continentalité climatique manifestée par ses différents facteurs.

Quant à la température, les amplitudes plus grandes, les moyennes élevées (plus qu'au N en tout cas) principalement dans le point chaud que représente le talweg du Valais central, différencient le Valais des régions périphériques (exception faite du val d'Aoste, vallée homologue). L'élévation de masse porte en altitude les valeurs positives (les limites de végétation élevées en sont le signe); cependant le Gomstal se comporte en pôle de froid (cf. Reckingen).

Quant aux précipitations, leur dotation est plus faible que dans les régions périphériques. La présence de barrières orographiques (les crêtes bordières) et météorologiques (les courants de convection issus du centre chaud de la vallée) provoquent un isolement relatif se traduisant par des îlots de sécheresse principaux (vallée centrale) et secondaires (vallées latérales).

Cependant ces barrières sont loin d'isoler complètement le territoire qu'elles délimitent; citons à ce sujet Bouet (1960): "Le Canton dans son ensemble reçoit relativement peu d'eau par rapport au reste de la Suisse: la partie centrale de la vallée du Rhône est très sèche et les périodes sans pluie y atteignent de grandes longueurs non dépassées ailleurs. Les vallées de la chaîne pennine, quoique plus riches en eau, sont encore plus sèches que celles du versant exposé au S (adret de Sierre) où les hauteurs de pluies augmentent plus rapidement avec l'altitude. Les jours de pluie sont en Valais plus rares que partout ailleurs, au centre en tout cas. Les systèmes pluvieux traversant la Suisse n'intéressent le canton que deux fois sur trois. Le mauvais temps y est à peu près aussi fréquent qu'en Suisse romande, mais les chutes de pluie sont dans la règle moins importantes et de plus courte durée". Ainsi cette relative dépendance valaisanne se manifeste par les modes de pluviosité des régions périphériques transgressant les obstacles sous la forme atténuée d'influences (carte 1), expression des régimes.

Le régime atlantique se manifeste par ses pluies d'été qui, retenues en bonne partie par l'écran des Alpes bernoises, pénètrent cependant par le Bas-Valais; mais leur pression est puissamment freinée par le coude du Rhône à Martigny.

Les échancrures de la crête permettent des transgressions d'une certaine importance: la rareté des stations d'altitude sur l'adret ne le laisse supposer qu'à Leukerbad (échancrure de la Gemmi) par opposition à sa voisine Kippel (échancrure moins profonde du Lötschenpass); cependant la fréquence relative élevée des orages estivaux sur l'adret peut se substituer dans son action de ravitaillement ombrique à l'action atlantique. Il n'en reste pas moins que la vallée de la Lizerne (par le Pas-de-Cheville) s'ouvre climatiquement sur le Bas-Valais. Les perméations débordant sur la vallée de la Morge et de la Liène restent hypothétiques: à priori elles doivent être plus faibles. Un élément avancé de ces transgressions pourrait être traduit par le maximum estival que présentent les stations moyennes des vallées latérales débouchant sur le Valais central: il s'agirait de masses élevées survolant ainsi le centre valaisan et trouvant, dans ces vallées d'extension moyenne, un terrain d'atterrissage plus praticable que dans les îlots xériques des vallées plus longues. La perméation

atlantique occidentale (partant de la Haute-Savoie) semble surtout portée par des orages et ainsi éviter le Valais central. Le massif du Mont-Blanc joue un grand rôle d'obstacle et le régime des hautes vallées des Dranses peut être influencé dans ce sens à la fois de l'W et du NW.

Le régime insubrien est caractérisé par ses pluies de printemps et d'automne; il influence la vallée d'Aoste, qui s'ouvre à lui, à un degré moins étendu le Valais: l'obstacle majeur de la haute chaîne des Alpes valaisannes laisse cependant à l'E un déversoir approprié sous forme des Alpes lépontines, surtout du Simplon. Dans les Alpes valaisannes, l'influence se fait sentir efficacement jusqu'à Saas, le massif Mont-Rose-Mischabel s'interposant comme puissante barrière.

Dans le talweg, les pluies révélatrices atteignent Visp selon les diagrammes ombriques, Leuk selon les observations de Bouet. Leur extension sur les pentes de la partie haut-valaisanne de l'adret n'est pas perceptible par manque de données, à priori elle doit s'y manifester. Le fœhn en semble un vecteur occasionnel.

Le régime ombrothermique valaisan, axérique en moyenne altitude, avec nuance cryomérique sur les hauts sommets, présente en son lieu le plus chaud et le plus sec, le talweg, une présécheresse estivale. Sion et Sierre, de par leur léger pointement estival, réminiscence atlantique, en présentent une période de deux mois pour une moyenne relativement élevée. Un peu plus frais, le talweg du Haut-Valais (Visp, Brig) n'en présente pas moins une durée étendue (trois mois en tout cas) aidée dans manifestation par la présence du creux estival d'origine insubrienne.

Les facteurs maximums sont à relever quant à la relative pauvreté des hydro-météores que l'on peut considérer sous ce jour: la neige, distribuée en gros parallèlement à la pluie, est relativement moins abondante qu'au N en tout cas. Les orages sont moins fréquents et évitent le plus souvent le Valais central. Le brouillard, sauf dans ses manifestations locales de brouillard de pente ou de sommet, y est également moins fréquent, la mer de brouillard quasiment absente; le voile atmosphérique tutélaire des forêts montagnardes à hêtre du Bas-Valais n'exerce pas son action d'une manière aussi soutenue dans le reste du Valais. C'est dire enfin que la nébulosité est faible, la limpidité atmosphérique forte: de ce fait, un facteur propice à une plus-value thermique, soit l'insolation, est renforcé. De plus, le régime autonome de vent de vallée favorise en premier la sécheresse, accentuée enfin par son action de retour le thermopériodisme nycthéral; dans les vallées latérales de la rive gauche cependant, une brise de vallée adoucit les températures du milieu du jour en été. Rappelons encore que dans le Gomstal la prépondérance du Bergwind coïncide avec le pôle froid dénoté par les basses moyennes thermiques de Reckingen.

Ainsi l'adret qui nous importe peut-il être situé climatiquement de la manière suivante:

- 1° — sur toute la longueur envisagée dans la présente étude, ses basses altitudes participent de l'îlot xérothermique valaisan (selon ses modalités décrites ci-dessus) dont l'action s'étend sur les premières pentes de flanc direct;
- 2° — l'exposition générale S renforce l'étendue et l'intensité du xérothermisme;
- 3° — calcaire dans presque toute l'étendue de l'adret occidental, à la base de la moitié de l'adret oriental, le sol, intégré au climat en tant que facteur correctif, renforce encore cette action.

Or:

- 1° – le gradient relativement élevé d'augmentation des précipitations avec l'altitude permet, dès les stations moyennes, un ravitaillement ombrique plus conséquent que sur la rive gauche;
- 2° – la fréquence des brouillards de pente, malgré leur mobilité et leur durée éphémère, fournit un certain abri du soleil;
- 3° – la crête relativement peu élevée des Alpes bernoises permet des transgressions locales, souvent un léger débordement de mauvais temps sur les pentes supérieures de l'adret.

Donc, l'action conjuguée de ces divers états de fait climatiques permet l'installation de situations écologiques variées, plus contrastées sur le flanc direct que dans le creux plus ou moins abrité des courtes vallées latérales; ainsi les peuplements forestiers seront fort divers, des pinèdes sèches continentales aux sapinières et même hêtraies proches des types "mésophiles" préalpines.