



HAL
open science

Analyse statistique des distributions des séries de bilans de masse des glaciers alpins et des calottes polaires de l'hémisphère nord

Delphine Six

► **To cite this version:**

Delphine Six. Analyse statistique des distributions des séries de bilans de masse des glaciers alpins et des calottes polaires de l'hémisphère nord. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2000. Français. NNT: . tel-00701276

HAL Id: tel-00701276

<https://theses.hal.science/tel-00701276>

Submitted on 25 May 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



**LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET
GÉOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT**

ASSOCIÉ À L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I



**ANALYSE STATISTIQUE DES DISTRIBUTIONS DES SÉRIES DE BILANS
DE MASSE DES GLACIERS ALPINS ET DES CALOTTES POLAIRES DE
L'HEMISPHERE NORD**

Delphine SIX

Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier – Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de soutenance : 4 Décembre 2000

Composition du jury :

M. Guy PERRIER	Président
M. Hervé LE TREUT	Rapporteur
M. Martin FUNK	Rapporteur
M. Philippe BOIS	Examineur
M. Louis REYNAUD	Directeur
Mme Anne LETREGUILLY	Co-directeur

*Parmi les sommets qui rehaussent le monde
il en est un d'ordre majeur que chacun peut
gravir. C'est celui qu'il est possible et
probablement nécessaire d'ériger en soi.*

Les Hauts Lieux – Michel Desorbay

Aux gens que j'aime....

REMERCIEMENTS

Trois ans... Trois ans déjà se sont écoulés depuis le début de cette thèse. Trois ans d'un travail passionnant, de rencontres sympathiques, de joies le plus souvent mais de doutes aussi parfois. Et pour tous ces moments partagés, je tiens à remercier ici ceux qui ont compté pour moi et pour la réalisation de ce travail.

Dominique Raynaud et Paul Duval, directeurs du LGGE, m'ont accueilli au sein du laboratoire de Glaciologie et je les en remercie. Leur écoute et leurs conseils m'ont été plus d'une fois indispensables au cours de ces années.

Merci aux membres du jury, qui malgré des emplois du temps très chargés, ont bien voulu examiner ce travail. Leurs remarques m'ont aidé pour ce document. En revanche, je resterai pour quelques temps encore, fâchée avec la SNCF !

Louis Reynaud et Anne Letréguilly, mes deux directeurs de thèse, ont bien voulu superviser ce travail pendant trois ans et je les remercie pour cela.

Si, dans ce laboratoire, les activités scientifiques sont si passionnantes, c'est en grande partie grâce à tous ceux qui y travaillent. Beaucoup de personnes croisées au quotidien ont été pour moi plus que de simples relations de travail.

C'est tout d'abord à Christian Vincent que je pense. L'aide qu'il m'a apporté tant pour les questions scientifiques qu'humaines m'a longtemps été précieuse. Je n'oublierai pas les nombreuses missions sur les glaciers au cours desquelles son efficacité et sa gentillesse font oublier le vent et le froid.

Merci aussi à Danièle toujours si disponible pour nous tous, à Paul pour son écoute attentive, à Jacques pour ses petits cadeaux, à Claude pour sa légendaire bonne humeur, à Jean-Luc pour nos parties de badminton (oui, je peux bien te l'avouer maintenant, quelques matchs m'ont laissé tout de même des courbatures...), Martine, Jean-Marc, Christophe G., Michel F., à tous ceux qui rendent ce laboratoire accueillant et en font un cadre de travail agréable pour les nouveaux que nous sommes .

Au cours de ces trois années, le "clan" des thésards est devenu un véritable groupe d'amis avec lequel j'ai pu partager de très bons moments, depuis nos légendaires pauses thé de quatre heures, aux soirées animées, aux randos à pieds ou à ski, aux débats sur la vie de ces "pauvres" thésards... L'amitié partagée avec Audrey, Laurence, Laurent, Bruno, Nico, Stefan, Maurine, Patrick, Philippe, Alexis, Manu, Céline, Gerhard et tous les autres a été pour moi une source de joie, une richesse indispensable pendant ces trois années.

Une mention particulière pour Julien, pour lui dire combien son aide au quotidien m'a permis tout d'abord de résoudre certaines questions de ce travail mais, et c'est le plus important, combien, grâce à lui, tant de choses sont devenues possibles. Son soutien, sa volonté, ses paroles réconfortantes, m'ont permis d'apprendre énormément et d'avancer un peu plus vers cet idéal que nous recherchons tous. Les moments sincères passés ensemble resteront pour moi indissociables de ces trois années de thèse.

Enfin, merci à ma famille, mes parents, grands parents et tous les autres, qui ont toujours cru en moi. Maman m'a toujours soutenue dans ses longues études et encouragée dans les fins d'années d'examens parfois difficiles. Sans son aide, je n'aurais pu mener à bien de si passionnantes mais si longues études.

Cependant, ces trois années de thèse ne sont pas une parenthèse dans la vie mais bien la continuité des années précédentes et de celles qui vont suivre. C'est pourquoi cette liste est loin d'être exhaustive et je remercie ici d'une façon générale tous les gens qui ou qui ont compté pour moi.

TABLE DES MATIERES

Remerciements.....	1
Table des matières.....	3
Table des illustrations.....	11
Index des tableaux.....	15
Résumé.....	17
Abstract.....	19
INTRODUCTION GENERALE.....	21
Contexte général de l'étude.....	21
Etudes antérieures sur le sujet.....	23
Organisation de la thèse.....	24
CHAPITRE I - CONTEXTE HISTORIQUE ET SCIENTIFIQUE DE L'ETUDE, GENERALITES SUR LES GLACIERS ET LES CALOTTES POLAIRES.....	27
I.1 - INTRODUCTION	27
I.2 - LA RECHERCHE EN GLACIOLOGIE	28
I.2.1 Un bref aperçu historique	28
I.2.2 Domaines de recherche de la glaciologie moderne	29
I.2.2.1 la recherche fondamentale en glaciologie.....	29
I.2.2.2 aspects économiques et sociaux.....	30
I.3 - QUELQUES DEFINITIONS SUR LES GLACIERS ET LES CALOTTES DE GLACE.....	31
I.4 - CALOTTES POLAIRES ET GLACIERS COMME INDICATEURS CLIMATIQUES	33
I.4.1 Interactions climat - glacier	33
I.4.2 Le bilan de masse comme indicateur climatique.....	34
I.4.2.1 les différents indicateurs, choix d'une variable glaciaire.....	34

I.4.2.2 le bilan de masse glaciaire.....	35
I.5 - METHODES DE MESURE ET TRAITEMENTS STATISTIQUES DU BILAN.....	38
I.5.1 Différentes méthodes de mesure.....	38
I.5.1.1 la méthode cartographique ou volumétrique.....	38
I.5.1.2 la méthode hydrologique.....	39
I.5.1.3 l'application de l'équation de continuité.....	39
I.5.1.4 la méthode directe dite glaciologique.....	40
I.5.2 Mesures de terrain du bilan par la méthode glaciologique.....	42
I.5.2.1 la mesure du bilan annuel.....	42
I.5.2.2 le bilan hivernal.....	43
I.5.2.3 le bilan estival.....	43
I.5.2.4 systèmes de datation.....	44
I.5.2.5 erreurs de mesure.....	45
I.5.3 Traitements statistiques - le modèle linéaire de variation du bilan.....	46
I.5.3.1 échantillonnage des points de mesure.....	46
I.5.3.2 théorie du modèle linéaire de variations du bilan.....	47
I.5.3.3 intérêts du modèle linéaire.....	49
I.6 - CONCLUSION.....	50
CHAPITRE II - INVENTAIRE DES BILANS DE MASSE DES GLACIERS ET DES CALOTTES POLAIRES DE L'HEMISPHERE NORD	51
II.1 - INTRODUCTION	51
II.2 - LES GLACIERS DE L'HEMISPHERE NORD	52
II.2.1 Sélection des séries de bilans	52
II.2.2 Sélection des références bibliographiques	53
II.2.3 Présentation des séries retenues	54
II.2.4 Les glaciers des Alpes	55
II.2.4.1 situation géographique.....	55
II.2.4.2 méthodes de mesure.....	56
II.2.4.3 références bibliographiques	57
II.2.4.4 différences entre les diverses sources de bilans.....	57
II.2.4.5 présentation des données	58
II.2.5 Les glaciers Scandinaves.....	61
II.2.5.1 situation géographique.....	61
II.2.5.2 références bibliographiques	61
II.2.5.3 différences entre les diverses sources de bilans.....	62
II.2.5.4 présentation des données	62
II.2.6 Les glaciers nord-américains.....	65
II.2.6.1 situation géographique.....	65
II.2.6.2 méthodes de mesure.....	65
II.2.6.3 références bibliographiques	66
II.2.6.4 différences entre les diverses sources	66
II.2.6.5 présentation des données	67
II.2.7 Les glaciers de l'Arctique	70

II.2.7.1 localisation géographique	70
II.2.7.2 méthodes de mesure.....	71
II.2.7.3 différences entre les diverses sources de données	71
II.2.7.4 présentation des données	72
II.2.8 Les glaciers asiatiques	75
II.2.8.1 localisation géographique	75
II.2.8.2 méthodes de mesure.....	76
II.2.8.3 références bibliographiques	76
II.2.8.4 présentation des données	76
II.2.9 Longues séries de bilans reconstituées.....	79
II.2.10 Synthèse des données de l'hémisphère nord	80
II.3 - LA CALOTTE POLAIRE DU GROENLAND	81
II.3.1 Introduction	81
II.3.1 Un bref historique.....	82
II.3.2 Les sites et les mesures.....	84
II.3.3 La région sud de la calotte.....	87
II.3.3.1 Paakitsup Sermia	89
II.3.3.2 Glacier Russel.....	89
II.3.3.3 Qapiarfiup Sermia.....	90
II.3.3.4 ICE05025	90
II.3.3.5 Qamanârsûp Sermia	92
II.3.3.6 ICG14033.....	93
II.3.3.7 Nordbogletscher.....	94
II.3.3.8 Vahaltindegletcher.....	95
II.3.3.9 station de Dye 3	95
II.3.4 La région centre de la calotte	96
II.3.4.1 axe EGIG	97
II.3.4.2 la région de Summit.....	103
II.3.4.3 la région de Crête.....	104
II.3.5 Le nord de la calotte	106
II.3.5.1 l'expédition Party Cristal.....	107
II.3.5.2 Station de Site 2.....	108
II.3.5.3 site de Camp Century.....	109
II.3.5.4 sites de NASA-U et Humboldt.....	110
II.3.6 synthèse des données au Groenland	111
II.4 - CONCLUSION - SYNTHÈSE DES DONNÉES DE BILANS	114
CHAPITRE III - ÉTUDE DE LA RELATION BILANS DE MASSE – CLIMAT A	
L'ÉCHELLE DU GLACIER, SUR QUELQUES CAS PARTICULIERS DE L'HEMISPHERE	
NORD	117
III.1 - INTRODUCTION.....	117
III.2 - PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DE DIFFÉRENTS GLACIERS.....	118
III.2.1 Introduction.....	118

III.2.2 Répartition du bilan en fonction de la latitude.....	118
III.2.3 Variations de la ligne d'équilibre avec la latitude	120
III.2.3.1 introduction.....	120
III.2.3.2 ligne d'équilibre sur différents glaciers.....	121
III.2.4 Conclusion	123
III.3 - EVOLUTION DES COMPOSANTES DU BILAN DE MASSE	123
III.3.1 Introduction.....	123
III.3.2 Les glaciers alpins.....	124
III.3.2.1 le glacier de Sarennes.....	124
III.3.2.2 le glacier de Vernagt.....	132
III.3.2.3 conclusion.....	134
III.3.3 Les glaciers scandinaves	135
III.3.3.1 évolution des paramètres du bilan.....	135
III.3.3.2 corrélation entre les différents paramètres.....	138
III.3.3.3 conclusion.....	140
III.3.4 Les glaciers asiatiques.....	141
III.3.3.1 évolution des paramètres du bilan.....	141
III.3.3.2 corrélation entre les différents paramètres.....	142
III.4.5 Conclusion	143
III.4 – VARIATIONS DU BILAN DE MASSE EN FONCTION DE L'ALTITUDE	144
III.4.1 Introduction.....	144
III.4.2 Généralités sur les bilans en fonction de l'altitude	144
III.4.3 Les glaciers des Alpes.....	146
III.4.4 Les glaciers Scandinaves	148
III.4.5 Les glaciers arctiques.....	149
III.4.6 Les glaciers du continent asiatique	149
III.4.7 Discussion sur les variations du bilan avec l'altitude.....	150
III.5 – DOMAINE DE VALIDITE ET LIMITES DU MODELE LINEAIRE DE VARIATION... 151	151
III.5.1 Introduction.....	151
III.5.2 Evolution dans le temps	151
III.5.2 Différenciations des deux composantes du bilan.....	153
III.5.3 Différenciations spatiales.....	154
III.5.4 Tests du modèle linéaire	156
III.5.4.1 le glacier de Sarennes.....	156
III.5.4.2 le glacier Kesselwand.....	159
III.6 - CONCLUSION	160

CHAPITRE IV - DISTRIBUTIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DES SERIES DE BILANS DE MASSE DE L'ENSEMBLE DE L'HEMISPHERE NORD

IV.1 - INTRODUCTION	163
----------------------------------	------------

IV.2 – ETUDE DES BILANS DES GLACIERS DE L'HEMISPHERE NORD	164
IV.2.1 Introduction.....	164
IV.2.2 Glaciers des Alpes – Fluctuations temporelles du bilan.....	164
IV.2.2.1 tendance générale des bilans sur la période globale.....	164
IV.2.2.2 fluctuations temporelles sur 1949-1997	166
IV.2.2.3 fluctuations temporelles sur 1967-1998	168
IV.2.2.4 fluctuations temporelles détaillées de la période 1967-1998	171
IV.2.3 Glaciers des Alpes – Fluctuations spatiales du bilan.....	172
IV.2.3.1 corrélations entre les différents sites	173
IV.2.3.2 caractéristiques de moyennes et d'écart-types	176
IV.2.4 Glaciers des Alpes – Tests de validité	179
IV.2.4.1 résidus des bilans centrés	179
IV.2.4.2 coefficient τ^2 , analyses en composantes principales.....	180
IV.2.5 Glaciers des Alpes - conclusion.....	182
IV.2.6 Les glaciers scandinaves – Fluctuations temporelles du bilan	183
IV.2.6.1 tendance générale des différents glaciers	183
IV.2.6.2 étude sur 1963-1998.....	184
IV.2.6.3 fluctuations temporelles détaillées sur la période 1963-1998	187
IV.2.6.4 fluctuations temporelles sur 1986-1998	188
IV.2.6.5 évolution Alpes et Scandinavie	189
IV.2.7 Glaciers Scandinaves – Fluctuations spatiales du bilan	190
IV.2.7.1 corrélations entre les différents sites	190
IV.2.7.2 moyennes et écart-types	192
IV.2.8 Glaciers Scandinaves – Tests de validité.....	194
IV.2.9 Glaciers scandinaves - conclusion.....	195
IV.2.10 Glaciers Nord Américains – Fluctuations temporelles du bilan.....	196
IV.2.10.1 tendance générale des bilans sur la période globale.....	196
IV.2.10.2 recherche de structures temporelles des bilans.....	198
IV.2.10.3 fluctuations temporelles sur 1982-1997	198
IV.2.11 Glaciers Nord Américains – Fluctuations spatiales du bilan.....	199
IV.2.11.1 corrélation entre les différents sites.....	199
IV.2.11.2 caractéristiques de moyennes et d'écart-type.....	199
IV.2.12 Glaciers nord américains – Tests de validité	201
IV.2.13 glaciers américains - conclusion.....	201
IV.2.14 Les glaciers asiatiques – Fluctuations temporelles du bilan.....	202
IV.2.14.1 tendance générale des différents glaciers	202
IV.2.14.2 fluctuations temporelles sur 1968-1997	204
IV.2.14.3 fluctuations temporelles sur 1986-1997	205
IV.2.15 Glaciers asiatiques – Fluctuations spatiales du bilan.....	206
IV.2.15.1 corrélation entre les différents séries.....	206
IV.2.15.2 caractéristiques de moyennes et d'écart-types	206
IV.2.16 Glaciers asiatiques – tests de validité	207
IV.2.17 Glaciers asiatiques - conclusion.....	208
IV.2.18 Les glaciers Arctiques – Fluctuations temporelles du bilan	208
IV.2.18.1 tendance générale des différents glaciers	209
IV.2.18.2 fluctuations temporelles des bilans par secteurs.....	210

IV.2.19 Glaciers arctiques – Fluctuations spatiales du bilan	211
IV.2.20 Glaciers Arctiques – Tests de validité	212
IV.2.21 Glaciers Arctiques - Conclusion	214
IV.2.22 Glaciers de l’Hémisphère Nord – Conclusions Générales	214
IV.3 - LE BILAN DE MASSE AU GROENLAND	215
IV.3.1 Introduction.....	215
IV.3.2 analyse des bilans dans la région sud-ouest.....	216
IV.3.3 La zone d'accumulation au centre de la calotte	218
IV.3.3.1 analyse locale du bilan site par site	219
IV.3.3.2 analyse globale du bilan inter-sites	220
IV.3.4 Partie Nord de la calotte	227
IV.3.5 La calotte en général	229
IV.3.6 Discussion des résultats de la zone d'accumulation.....	230
IV.3.7 Conclusion des données de bilans au Groenland.....	231
IV.4 - CONCLUSION.....	232
CHAPITRE V - RELATIONS BILANS DE MASSE GLACIAIRES - PARAMETRES CLIMATIQUES A L’ECHELLE DE L’ATLANTIQUE NORD	233
V.1 - INTRODUCTION.....	233
V.2 - VARIATIONS ET EVOLUTIONS DES PARAMETRES CLIMATIQUES	234
V.2.1 Evolution des températures	235
V.2.1.1 introduction	235
V.2.1.2 l’évolution des températures avant les thermomètres.....	235
V.2.1.3 les températures au vingtième siècle à l’échelle du globe	236
V.2.1.4 les températures au vingtième siècle sur l'Atlantique Nord.....	236
V.2.1.5 conclusion.....	246
V.2.2 Evolution des précipitations	246
V.2.2.1 introduction	246
V.2.2.2 éléments sur l’évolution des précipitations sur le globe.....	247
V.2.2.3 les précipitations sur le bassin Atlantique nord	247
V.2.2.4 conclusion.....	253
V.2.3 L'Oscillation Nord Atlantique	253
V.2.3.1 introduction	253
V.2.3.2 le balancier atmosphérique de l’Atlantique nord.....	254
V.2.3.3 l’indice d’Oscillation Nord Atlantique	255
V.2.3.4 quelles sont les causes de telles variations ?.....	256
V.2.4 Relations NAO et données météorologiques	256
V.2.4.1 NAO et températures	256
V.2.4.2 NAO et précipitations.....	259
V.2.4.3 conclusion.....	261
V.3 RELATIONS BILANS DE MASSE ET PARAMETRES CLIMATIQUES	261
V.3.1 Introduction	261

V.3.2 Relation bilan de masse et paramètres météorologiques.....	262
V.3.2.1 relations bilans - températures	262
V.3.2.2 relations bilan - précipitations	266
V.3.2.3 conclusion.....	271
V.3.3 Reconstitutions météorologiques	271
V.3.3.1 introduction	271
V.3.3.2 quelques reconstitutions de bilans de masse.....	272
V.3.3.3 limites de validité des reconstitutions.....	273
V.3.3.4. conclusions	276
V.3.4 Oscillation Nord Atlantique et bilans des glaciers.....	276
V.3.4.1 Introduction	276
V.3.4.2 bilans des glaciers des Alpes et NAO.....	277
V.3.4.3 bilans scandinaves et NAO.....	279
V.3.4.4 NAO et longues séries de bilans.....	281
V.3.4.5 NAO sur le reste du bassin atlantique	282
V.3.4.6 remarques générales sur les bilans et la NAO	283
V.3.4.7 conclusion.....	284
V.4 CONCLUSIONS.....	285
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES.....	287
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	291

TABLE DES ILLUSTRATIONS

CHAPITRE I

Figure I.1 : coupe d'un glacier depuis la rimaye jusqu'au front,.....	32
Figure I.2 : ensembles des phénomènes liant le climat au glacier.....	34
Figure I.3 : termes du bilan de masse mesurés en un point d'un glacier ou d'une calotte,.....	37
Figure I.4 : élément de glace compris entre deux profils transversaux du glacier	40
Figure I.5 : méthodes de mesure du bilan de masse annuel, des bilans hivernal et estival	44
Figure I.6 : bilans de masse annuels en fonction des gammes d'altitude du glacier Wurten (Autriche)	47
Figure I.7 : illustration de la linéarité des bilans de masse.....	48

CHAPITRE II

Figure II.1 : localisation géographique des glaciers des Alpes	55
Figure II.2 : localisation géographique des glaciers scandinaves.....	61
Figure II.3 : localisation géographique des glaciers américains.....	65
Figure II.4 : localisation géographique des glaciers arctiques.....	70
Figure II.5 : localisation géographique des glaciers asiatiques	75
Figure II.6 : carte des mesures de bilans de masse réalisées au Groenland.....	85
Figure II.7 : glaciers retenus pour l'étude des bilans de la côte sud-ouest.....	88
Figure II.8 : région du bassin du glacier Paakitsup Akuliarusersua	89
Figure II.9 : le glacier Russel, sur le bord ouest de la calotte du Groenland	90
Figure II.10 : région des glaciers ICE05025 et ICG14033	92
Figure II.11 : plan d'implantation des balises sur l'émissaire de la calotte Qamanârsûp.....	93
Figure II.12 : situation géographique du glacier du Nordbo	94
Figure II.13 : carte des mesures de bilans réalisées sur le centre du Groenland.....	97
Figure II.14 : région de Crête. Localisation des sites A à H, des stations T41 et Crête	105
Figure II.15 : carte des bilans de la région Nord.....	107
Figure II.16 : partie nord de l'expédition Party Cristal.....	107
Figure II.17 : sites et glaciers retenus pour l'analyse des bilans de la calotte du Groenland.....	112
Figure II.18 : nombre de sites retenus en fonction du nombre d'années de mesure.....	115

CHAPITRE III

Figure III.1 : bilans moyens sur 1985-1997 des glaciers en fonction de la latitude	119
Figure III.2 : écart-types des bilans sur 1985-1997 en fonction de la latitude	120
Figure III.3 : altitude de la ligne d'équilibre en 1997 pour 50 glaciers du globe	121
Figure III.4 : altitudes moyennes de la ligne d'équilibre sur 2 périodes	122
Figure III.5 : bilans hivernaux, estivaux et annuels pour Sarennes sur 1949-1999.....	124
Figure III.6 : bilans annuels de Sarennes et indice d'activité solaire de Wolf	125
Figure III.7 : bilans hivernaux et estivaux de Sarennes centrés cumulés sur 1949-1999	126

Figure III.8 : corrélations bilan annuel-bilan hivernal et bilan annuel-bilan estival.....	131
Figure III.9 : bilans hivernaux et estivaux sur Sarennes et sur Vernagt.....	133
Figure III.10 : bilans hivernal et estival de trois glaciers scandinaves.....	135
Figure III.11 : moyennes et écart-types du bilan hivernal de 7 glaciers scandinaves.....	137
Figure III.12 : moyennes et écart-types du bilan estival des 7 glaciers scandinaves.....	138
Figure III.13 : pourcentage d'explication de la variance du bilan par le bilan hivernal et par le bilan estival....	140
Figure III.14 : bilan hivernal et bilan estival sur trois glaciers asiatiques.....	141
Figure III.15 : corrélation entre les données de bilans et de bilans hivernaux et de bilans estivaux en Asie.....	143
Figure III.16 : bilans de masse annuels de quatre glaciers de l'hémisphère nord en fonction de l'altitude.....	145
Figure III.17 : bilans annuels en fonction de l'altitude sur Sarennes, Argentière, Hintereis et Griès.....	146
Figure III.18 : bilans annuels pour Storbreen, Nigardsbreen, Engabreen et Ålfotbreen en fonction de l'altitude.....	148
Figure III.19 : bilans annuels pour les glaciers White et Devon en fonction de l'altitude.....	149
Figure III.20 : bilans annuels pour les glaciers de Djankuat et Abramov en fonction de l'altitude.....	150
Figure III.21 : bilans de masse en fonction de l'altitude pour trois glaciers sur 1971-1975 et 1991-1995.....	152
Figure III.22 : bilans en fonction de l'altitude sur Sarennes, années les plus favorables et les plus déficitaires.....	153
Figure III.23 : bilans hivernal et estival sur Sarennes, Abramov et Ålfotbreen en fonction de l'altitude.....	154
Figure III.24 : bilans de masse annuels en fonction de l'altitude sur Hintereis et calotte Devon dans la zone d'accumulation et la zone d'ablation.....	155
Figure III.25 : ablation estivale de la zone d'accumulation du glacier d'Argentières en fonction de l'altitude..	156
Figure III.26 : bilans annuels centrés pour les 5 balises du glacier de Sarennes.....	157
Figure III.27 : corrélation R entre les 5 balises du glacier de Sarennes en fonction de la différence d'altitude..	157
Figure III.28 : corrélations des balises 3 et 4 et des balises 2 et 5.....	158
Figure III.29 : bilans annuels centrés des 16 gammes d'altitude mesurées sur le glacier Kesselwand.....	159
Figure III.30 : corrélation R entre les différents sites du glacier Kesselwand, en fonction de la différenc d'altitude entre les sites.....	160

CHAPITRE IV

Figure IV.1 : bilans annuels cumulés des glaciers des Alpes (sur leur période de mesure.....	165
Figure IV.2 : bilans annuels centrés cumulés sur la période 1949-1997 de 3 glaciers des Alpes.....	167
Figure IV.3 : déviations par rapport à la moyenne cumulées, sur la période de centrage 1949-1980.....	168
Figure IV. 4 : bilans centrés de 10 glaciers des Alpes, sur la période 1967-1998.....	169
Figure IV.5 : bilans annuels centrés cumulés pour 10 glaciers des Alpes sur la période 1967-1998.....	170
Figure IV.6 : bilans annuels centrés de 10 glaciers des Alpes sur 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998.....	172
Figure IV.7 : corrélation des bilans de masse annuels en fonction de la distance entre les différents glaciers... 173	173
Figure IV.8 : corrélation des bilans annuels en fonction de la distance (km) de 10 glaciers sur les trois périodes d'étude 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998.....	175
Figure IV.9 : moyennes et écart-types sur 1967-1998.....	177
Figure IV.10 : écart-types des résidus des 10 glaciers des Alpes sur la période 1967-1998.....	180
Figure IV. 11 : analyse en composantes principales pour 10 glaciers des Alpes sur 1967-1998.....	181
Figure IV.12 : analyse en composantes principales des 10 glaciers sur 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998 ..	182
Figure IV.13 : bilans annuels cumulés de 10 glaciers scandinaves sur leur période de mesure.....	183
Figure IV.14 : bilans annuels centrés en fonction du temps pour 7 glaciers scandinaves sur 1963-1998.....	185
Figure IV.15 : bilans annuels centrés cumulés pour 7 glaciers scandinaves sur 1963-1998.....	186
Figure IV.16 : bilans annuels centrés cumulés et réduits par l'écart-type pour 7 glaciers scandinaves 1963-1998	187
Figure IV.17 : bilans annuels centrés des glaciers scandinaves sur 1963-76, 1977-87, 1988-98.....	188
Figure IV.18 : bilans centrés cumulés de 10 glaciers scandinaves sur la période 1986-1998.....	189
Figure IV.19 : bilans centrés moyens cumulés pour 10 glaciers alpins et 7 scandinaves sur 1967-1998.....	190
Figure IV.20 : corrélations en fonction de la distance entre les différents glaciers, sur 1963-1998.....	191
Figure IV.21 : corrélation des bilans annuels en fonction de la distance entre les sites sur 1963-1976, 1977-1987 et 1988-1998.....	192
Figure IV.22 : moyennes et +/- écart-types des bilans annuels de 7 glaciers scandinaves sur 1963-1998.....	192
Figure IV.23 : deux premières composantes d'une ACP de 7 glaciers sur la période 1963-1998.....	194
Figure IV.24 : analyse en composantes principales pour 10 glaciers sur la période 1986-1998.....	195
Figure IV.25 : bilans annuels cumulés des glaciers nord américains sur leur période de mesure.....	196
Figure IV.26 : bilans annuels centrés pour quatre glaciers américains sur 1982-1997.....	198
Figure IV.27 : deux premières composantes d'une analyse en composantes principales.....	201
Figure IV.28 : bilans annuels cumulés pour l'ensemble des glaciers du continent asiatique.....	203

Figure IV.29 : bilans annuels centrés cumulés des glaciers asiatiques sur 1968-1997	204
Figure IV.30 : bilans centrés cumulés sur 1986-1997	205
Figure IV.31 : corrélation R en fonction de la distance entre les sites pour les glaciers en Asie	206
Figure IV.32 : analyses en composantes principales des glaciers asiatiques sur 1968-1997 et 1986-1997	208
Figure IV.33 : bilans annuels cumulés des glaciers Arctiques	209
Figure IV.34 : bilans centrés cumulés pour différents secteurs de l'Arctique.....	211
Figure IV.35 : résultats d'ACP sur 1968-1995, 1988-1997, 1967-1979 et 1977-1991	213
Figure IV.36 : déviations par rapport à la moyenne pour les 3 ensembles de la zone d'ablation du Groenland .	217
Figure IV.37 : carte des mesures de bilans réalisées sur le centre de la calotte du Groenland.....	218
Figure IV.38 : corrélation entre les sites le long de la ligne EGIG,	222
Figure IV.39 : accumulations moyennes et écart-types en fonction de la distance à la côte ouest	223
Figure IV.40 : déviations par rapport à la moyenne pour la partie ouest de la ligne EGIG.	224
Figure IV.41 : cumuls des déviations par rapport à la moyenne des séries à Summit	226
Figure IV.42 : accumulations centrées cumulées de Crête et son voisinage pour 1943-1972.....	227
Figure IV.43 : moyennes et écart-types des stations du Nord de la calotte, sur la période 1943-1955	228
Figure IV.44 : bilans annuels filtrés sans pondération pour Milcent , de Crête, NASA-U, Summit et GISP	230

CHAPITRE V

Figure V.1 : moyennes annuelles de températures hémisphériques et globales sur la période 1856-1998	236
Figure V.2 : carte des stations météo utilisées dans cette analyse sur la région atlantique.	237
Figure V.3 : températures moyennes annuelles en moyennes mobiles pondérées sur 5 ans	238
Figure V.4 : températures moyennes annuelles, par période de 10 ans, à Lyon et Tromsøe.....	245
Figure V.5 : précipitations annuelles sur le bassin Atlantique Nord	248
Figure V.6 : précipitations moyennes annuelles pour 4 stations des Alpes françaises	250
Figure V.7 : précipitations moyennées sur 10 ans aux stations de Andermatt (Suisse) et Tromsøe (Norvège) .	251
Figure V.8 : carte des champs de pression associés aux variations du balancier de l'Atlantique nord	254
Figure V.9 : indices de NAO annuel et de NAO hiver reconstruits sur 1864-1997	255
Figure V.10 : indices de NAO annuel et températures moyennes annuelles pour quatre stations européennes.	257
Figure V.11 : station de Tromsøe (Norvège), données de NAO annuelle et températures annuelles et NAO hiver et températures hivernales.....	259
Figure V.12 : indices de NAO annuel et précipitations cumulées annuelles pour quatre stations européennes.	260
Figure V.13 : bilans annuels et températures estivales sur les glaciers de Sarennes et Nigardsbreen.....	263
Figure V.14 : corrélation R entre les données de bilans annuels et les séries de températures moyennes d'été..	264
Figure V.15 : bilans annuels et précipitations d'hiver (octobre à mai) pour Sarennes et Nigardsbreen.....	267
Figure V.16 : corrélation entre les bilans annuels de Sarennes et Nigardsbreen et les précipitations d'hiver	269
Figure V.17 : bilans centrés cumulés sur 1915-1987 sur Sarennes, sur Clariden et sur le glacier du Rhône (....	272
Figure V.18 : bilans annuels des glaciers Engabreen et Sarennes sur 1896-1998.....	273
Figure V.19 : bilans de masse annuels des glaciers de Sarennes et Nigardsbreen, mesurés et reconstitué.....	275
Figure V.20 : bilans annuels et indices de NAO hydrologique pour 6 glaciers des Alpes, sur 1967-1997.....	278
Figure V.21 : indice de NAO hiver et de bilan hivernal sur Sarennes et de NAO été et de bilan estival.....	279
Figure V.22 : bilans annuels et indices de NAO hydrologiques pour 7 glaciers scandinaves, sur 1963-1997....	280
Figure V.23 : NAO hiver et accumulation du glacier Ålfotbreen sur 1963-1997	281
Figure V.24 : NAO hiver et données de bilans reconstituées pour Sarennes et de Nigardsbreen sur 1896-1998	281
Figure V.25 : NAO annuel et bilans du glacier Hofsjökull (Islande) sur la période 1988-1997	282
Figure V.26 : données d'accumulation de trois carottages du Groenland et données de NAO annuel	283

INDEX DES TABLEAUX

CHAPITRE II

Tableau II.1 : différences de bilans annuels des glaciers alpins, données WGMS et littérature	57
Tableau II.2 : principales caractéristiques et références utilisées pour le tableau des bilans des Alpes.....	59
Tableau II.3 : bilans de masse glaciaires annuels de 14 glaciers des Alpes	60
Tableau II.4 : différences de bilans annuels des glaciers scandinaves, données WGMS et littérature.....	62
Tableau II.5 : principales caractéristiques et références utilisées pour le tableau des bilans en Scandinavie	63
Tableau II.6 : bilans de masse glaciaires de 9 glaciers Scandinaves.....	64
Tableau II.7: différences de bilans annuels des glaciers américains, données WGMS et littérature.....	67
Tableau II.8 : principales caractéristiques et références utilisées pour le tableau des bilans d'Amérique.....	68
Tableau II.9 : bilans de masse glaciaire annuels de 15 glaciers Américains	69
Tableau II.10 : différences de bilans annuels des glaciers arctiques, données du WGMS et littérature	72
Tableau II.11 : principales caractéristiques et références utilisées pour le tableau des bilans de l'Arctique.....	73
Tableau II.12 : bilans de masse glaciaire de 13 glaciers Arctiques.....	74
Tableau II.13 : principales caractéristiques et références utilisées pour le tableau des bilans d'Asie	77
Tableau II.14 : bilans de masse glaciaires annuels de dix glaciers Asiatiques.....	78
Tableau II.15 : longues séries de bilans reconstituées sur les différents continents.....	80
Tableau II.16 : références bibliographiques des mesures de bilans de masse réalisées au Groenland.....	86
Tableau II.17 : caractéristiques des glaciers de la côte ouest et de la station de Dye 3.....	88
Tableau II.18 : bilans centrés du glacier Paakitsup.....	89
Tableau II.19 : bilans de masse annuels aux 8 sites du glacier Russel.....	90
Tableau II.20 : bilans globaux de la calotte Qapiarfiup entre 1981 et 1985.....	91
Tableau II.21 : bilans du glacier ICE05025 sur 1984-1988.....	92
Tableau II.22 : bilans aux 18 balises du glacier Qamanârsûp sur 1980-1987.....	93
Tableau II.23 : bilans du glacier ICG14033	94
Tableau II.24 : données de bilans pour le glacier du Nordbo, sur 1978-1983	95
Tableau II.25 : bilans globaux du Vahaltindegletscher.....	95
Tableau II.26 : valeurs de l'accumulation annuelle à la station de Dye 3.....	96
Tableau II.27 : résumé de l'ensemble des données le long de l'axe EGIG	98
Tableau II.28 : caractéristiques des stations où l'accumulation est mesurée annuellement.....	99
Tableau II.29 : coordonnées et périodes de mesure relevés en 1990 le long de la ligne EGIG.....	100
Tableau II.30 : valeurs de l'accumulation annuelle le long de l'axe EGIG.	102
Tableau II.31 : données disponibles à la station de Summit	103
Tableau II.32 : valeurs de l'accumulation autour de la station de Summit.	104
Tableau II.33 : coordonnées des stations voisines de Crête.	105
Tableau II.34 : ensembles de mesures d'accumulation pour Crête et ses environs.....	106
Tableau II.35: valeurs de l'accumulation dans le Nord du Groenland, données de l'expédition Party Cristal ...	108
Tableau II.36 : accumulations annuelles à la station Site 2.....	109
Tableau II.37 : valeurs annuelles de l'accumulation à Camp Century.....	110
Tableau II.38 : valeurs de l'accumulation annuelle aux 10 puits entourant la station de Camp Century	110
Tableau II.39 : valeurs de l'accumulation annuelle à Humboldt et NASA-U.....	111
Tableau II.40 : résumé des valeurs de bilans mesurées au Groenland utilisées dans cette analyse.....	113

CHAPITRE III

Tableau III.1 : valeurs moyennes des bilans hivernaux, estivaux et annuels de Sarennes	126
Tableau III.2 : valeurs moyennes des bilans hivernaux et estivaux pour Sarennes sur différentes périodes.....	127
Tableau III.3 et Tableau III.4 : bilans hivernaux et estivaux pour les six années les plus favorables et les six années les plus défavorables du glacier de Sarennes.....	129
Tableau II.5 : corrélation R des trois composantes du bilan de masse entre elles.....	130
Tableau III.6 : bilans hivernaux et écart-types de 7 glaciers scandinaves sur quatre périodes 1963-1976, 1977-1986, 1987-1997 et 1963-1997	136
Tableau III.7 : bilans estivaux pour les glaciers scandinaves sur les trois périodes 1963-1985, 1986-1997 et 1963-1997 (m équiv. eau)	138
Tableau III.8 : corrélation R pour 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1997, entre le bilan annuel et le bilan hivernal d'une part et le bilan annuel et le bilan estival d'autre part.....	139
Tableau III.9 : coefficients de corrélation R pour trois glaciers asiatiques entre le bilan annuel d'une part et les bilans hivernaux et estivaux d'autre part, sur la période 1968-1998.....	142

CHAPITRE IV

Tableau IV.1 : moyennes et écart-types des bilans de 10 glaciers des Alpes sur 1967-1998.....	176
Tableau IV.2 : bilans moyens (m eqe) et orientations (des zones d'ablation) de glaciers proches	177
Tableau IV.3 : moyennes et écart-types des bilans de 10 glaciers des Alpes sur 1967-76, 1977-86 et 1987-98	178
Tableau IV.4 : corrélation R entre les séries de bilans des 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1998	190
Tableau IV.5 : moyennes et écart-types des bilans de 7 glaciers sur 1963-1976, 1977-1987 et 1988-1998.....	193
Tableau IV.6 : corrélation entre les différents bilans annuels de 4 glaciers américains sur 1982-1997.....	199
Tableau IV.7 : moyennes et écart-types des quatre glaciers américains sur 1982-1997	200
Tableau IV.8 : différences des moyennes de South Cascade, Blue et Place sur 1966-1989 et 1982-1997	200
Tableau IV.9 : moyennes et écart-types des glaciers asiatiques sur 1968-1997.....	207
Tableau IV.10 : moyennes de bilans de 4 glaciers arctiques sur deux périodes différentes.....	212
Tableau IV.11 : bilans centré pour les 8 glaciers de la côte ouest.....	216
Tableau IV.12 : corrélation R entre les séries disponibles pour chacun des 6 sites de la ligne EGIG.	219
Tableau IV.13 : analyse en composantes principales réalisée sur différents ensembles au Groenland.....	220
Tableau IV.14 : corrélations (R) entre les 4 séries d'accumulation autour de Summit	225
Tableau IV.15 : premiers facteurs de l'ACP pour différents ensembles de la traverse Nord du Groenland.....	229

CHAPITRE V

Tableau V.1 : corrélation R pour différentes stations de Norvège, sur 1890-1998.....	240
Tableau V.2 : corrélation R pour différentes stations du bassin Atlantique, sur 1922-1990.....	240
Tableau V.3 : moyennes des températures annuelles pour différentes stations sur plusieurs périodes	242
Tableau V.4 : évolution des températures moyennes estivales et hivernales à Lyon sur 1922-79 et 1980-98....	243
Tableau V.5 : moyennes des températures estivales et hivernales en Norvège sur 1890-1979 et 1980-1998.....	244
Tableau V.6 : corrélation R entre les précipitations annuelles de trois stations de Norvège sur 1890-1998.....	249
Tableau V.7 : corrélations R des précipitations annuelles sur les Alpes françaises sur la période 1943-1989 ...	250
Tableau V.8 : moyennes des séries de précipitations annuelles et hivernales à Lyon, Andermatt, Hafslø et Tromsø	252
Tableau V.9 : corrélation R et coefficients de régression pour différents glaciers des Alpes et de la Scandinavie, entre les données de bilans et les séries de températures moyennes	264
Tableau V.10 : corrélation entre les bilans annuels de Sarennes, Caresèr, Storbreen et Nigardsbreen et les températures moyennes estivales sur deux périodes distinctes (avant et après 1980).....	266
Tableau V.11 : corrélation entre bilans annuels ou hivernaux et précipitations annuelles ou hivernales	268
Tableau V.12 : corrélation entre bilans annuels et précipitations pour différentes périodes.....	270
Tableau V.13 : coefficients de régression a et b et coefficients de corrélation multiple R ²	274
Tableau V.14 : corrélation R entre bilans annuels et les données de NAO annuel sur la période 1967-1997. ...	277

RESUME

Les variations du métabolisme des glaciers ou des calottes polaires reflètent les fluctuations du climat. A l'échelle de l'année, ces fluctuations sont traduites par des variations du bilan de masse du glacier.

L'inventaire complet des séries de bilans de masse glaciaires représente environ 60 glaciers repartis dans différents massifs de l'hémisphère nord et 60 points de mesure au Groenland. Ces séries couvrent essentiellement la deuxième moitié du vingtième siècle. A partir de cet ensemble de données, une analyse statistique a permis de déterminer la distribution spatiale et temporelle des séries, ainsi que de mieux comprendre la relation glacier-climat aux différentes échelles, depuis celle d'un glacier, jusqu'à celle d'un massif ou d'un continent.

Sur le glacier, l'évolution des bilans peut être parfois très différente d'un point à l'autre à cause de la sensibilité variable du bilan aux fluctuations climatiques selon l'altitude. Cette étude met en évidence les disparités liées essentiellement aux données d'accumulation hivernale et aux mesures en zone d'accumulation. Elle montre les limites d'un modèle linéaire de variation pour décrire l'histoire des bilans annuels sur un glacier.

En revanche, la cohérence des différents glaciers entre eux peut être très forte si l'on passe à l'échelle du massif. C'est le cas dans les Alpes et en Scandinavie, même si certaines périodes montrent de très fortes inhomogénéités de variations, probablement liées au rôle plus important de l'accumulation hivernale dans l'explication du bilan. Cette cohérence disparaît cependant pour d'autres massifs parfois moins étendus comme les glaciers américains ou la zone d'accumulation du Groenland. Pour cette dernière, les analyses montrent qu'il est difficile d'extraire un signal annuel cohérent distinct du bruit de mesure.

Enfin, l'étude des données météorologiques et de l'Oscillation Nord Atlantique permet de détailler les réponses des bilans aux sollicitations climatiques sur les dernières décennies. Il semble que les modifications des caractéristiques des températures et des précipitations sur le bassin Atlantique (et par conséquent, les variations des bilans des glaciers bordant ce bassin) sont assez fortement reliées aux changements décennaux de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO).

ABSTRACT

The variations of the metabolism of the glaciers and the polar ice sheets reflect the climate fluctuations. On the yearly time scale, these fluctuations result in variations of the mass balance of the glacier.

The bibliographical search of mass balance series produced some 60 long series of measurements on glaciers, distributed on the different mountainous ranges of the north hemisphere and some 60 sites on the Greenland ice sheet.

From this data set, a statistical analysis made it possible to determine the spatial and temporal distribution of the series, as well as to better understand the relation glacier-climate for various scales ranging from that of a glacier, to that of a massif or a continent.

On the glacier, the history of balances can be sometimes very different from one point to the other because of the difference in sensibility of the balance versus height. This study outlines the disparities linked to the accumulation data. Linear mass balance model distribution along altitude is seldom adapted to describe mass balance variations on a glacier.

On the other hand, coherence between different series can be sometimes very high when comparing glaciers mass balance inside a mountainous area as the Alps or Scandinavia. The similarities however are dependent on the period examined, probably because of the more important role of the winter accumulation. On other mountainous area such as the western Cordillera of North America or the Greenland accumulation area, mass balance coherence are not so pronounced even though distances are smaller than those of the two previous cases. For this last one, analyses show that it is difficult to identify a coherent annual signal among the measurement noise.

In order to detail glacier responses to past and present climate variations, meteorological data and North Atlantic Oscillation are finally examined in relation to mass balance fluctuations. Temperature, precipitation and mass balance changes on the north Atlantic area seem to be linked to decadal fluctuations of the North Atlantic Oscillation system (NAO).

INTRODUCTION GENERALE

CONTEXTE GENERAL DE L'ETUDE

Les calottes de glace polaires et les glaciers des régions de montagne couvrent actuellement 10% de la superficie du globe et sont présents de l'équateur aux pôles (nord et sud) sur presque tous les continents (Paterson, 1994). Même si cette extension n'est plus que le tiers de celle atteinte pendant les périodes de grandes glaciations, la composante glace du système climatique terrestre n'en reste pas moins un élément essentiel de son fonctionnement puisque les régions glaciaires semblent très sensibles aux variations des autres composantes du système, comme les océans ou l'atmosphère (Barry, 1990).

L'une des caractéristiques majeures des glaciers est leur constante évolution au cours du temps, traduite par des fluctuations annuelles plus ou moins marquées. Ces fluctuations sont dues à des variations du climat local (vallée, massif montagneux) à proximité du glacier ainsi qu'à des changements plus globaux (continent, hémisphère) affectant leurs conditions d'alimentation. Les glaciers sont ainsi en quelques sortes des témoins privilégiés des fluctuations climatiques, des "*archives*" du climat, à la fois dans des régions proches de l'activité humaine mais aussi dans des régions souvent éloignées ou situées dans des gammes d'altitude où les relevés directs n'existent pas toujours. L'étude des glaciers et des calottes polaires permet de comprendre ces témoins du climat. L'observation des variations glaciaires passées et présentes permet de tirer des enregistrements du climat et de comprendre cette relation privilégiée qui les unit, que ce soit à l'échelle globale ou bien pour en suivre les différences régionales et locales.

Les conséquences les plus visibles des fluctuations glaciaires sont sûrement les variations de formes comme les variations de longueurs. Par exemple, le retrait des glaciers au cours des dix-neuvième et vingtième siècles semble être détectable un peu partout sur le globe, même si

cette tendance à long terme masque de considérables variations à court terme qui ne sont pas uniformes pour tous les glaciers du globe (Haeberli et al., 1989 ; Oerlemans, 1994).

En revanche, bien que ces modifications de forme, de dynamique soient facilement discernables, elles n'en restent pas moins très fortement influencées par les caractéristiques mêmes du glacier. En effet, dans une région soumise aux mêmes changements climatiques, on observe des réponses très diverses des différents glaciers, avec des temps de réaction dépendant étroitement des morphologies (Reynaud et al., 2000). En revanche, les variations annuelles de volume des glaciers sont directement dépendantes des conditions climatiques annuelles (précipitations, températures, ...). C'est pourquoi, le bilan de masse (qui représente pour chaque glacier, le gain ou la perte de masse annuel du glacier) est mesuré actuellement sur un certain nombre de glaciers du globe, et les séries temporelles vont de la simple année de mesure aux plus longues séries de 70 ans. L'intérêt du bilan de masse glaciaire pour apprécier les conséquences des variations du climat vient aussi du fait que ce paramètre est évalué sur des surfaces allant du demi km² (Sarennes) à plus de 80 km² pour Aletsch (ou même plus pour les calottes polaires), et non pas uniquement pour des stations ponctuelles. L'étude de ce bilan et de la distribution de ses changements dans le temps et dans l'espace forme donc un lien important dans la chaîne d'évènements reliant l'avance et le retrait des glaciers aux changements climatiques.

La recherche actuelle s'est fortement orientée ces dernières années vers des estimations de la valeur globale moyenne du bilan de masse des glaces du globe, notamment dans le but d'établir leur éventuelle contribution à l'élévation du niveau des mers, aussi bien sur le dernier siècle que pour ceux à venir. Cependant, l'estimation d'une valeur moyenne de bilan nécessiterait la connaissance de l'évolution de l'ensemble de ces systèmes. Or l'observation du bilan n'est pas réalisée sur la totalité des nombreux glaciers présents sur le globe, et il est donc indispensable de trouver un moyen d'extrapoler les résultats à partir des seuls sites mesurés. Il est ainsi nécessaire de connaître dans quelle mesure cette extension peut être réalisée le plus justement possible. D'autre part, estimer la valeur moyenne du bilan (sur le dernier siècle par exemple) nécessite également d'extrapoler aux années non mesurées (les quelques longues séries mesurées ne dépassent que très rarement les 50 ans de relevés), et donc savoir également dans quelle mesure cette extrapolation temporelle est justifiée.

Ces estimations moyennes n'ont donc de sens que si on est en mesure d'estimer d'une part la variabilité temporelle des séries, et d'autre part en évaluant quelles sont les échelles spatiales de structures de cohérence du bilan d'un site à l'autre.

L'objectif de ce travail est d'analyser les séries de mesures des bilans de masse glaciaires disponibles dans la littérature pour les glaciers de l'hémisphère nord (ceux de l'hémisphère sud ne sont encore actuellement que très peu documentés), en y incluant la grande calotte

polaire du Groenland. Ainsi, les buts fixés dans ce travail portent sur : l'analyse des séries de bilans, ce qui devrait permettre tout d'abord de comparer la variabilité dans le temps des différents glaciers étudiés, et à travers les variations passées du bilan, d'évaluer le rôle des glaciers comme archives du climat. Elle devrait permettre également de mettre en évidence et de comprendre les fluctuations climatiques communes (ou différentes) au sein de différents massifs glaciaires, c'est à dire rechercher les échelles de structures de cohérence entre les variations annuelles des bilans. Ces échelles sont-elles par exemple l'échelle d'un glacier, celle d'une région, d'un massif, d'un continent ou encore d'un hémisphère ? Sur quelles échelles de temps de telles structures, si elles existent, restent-elles conservées ? Enfin, elle devrait permettre de mieux comprendre la relation directe unissant les glaciers au climat grâce à l'étude des paramètres climatiques, phénomènes sources des variations des bilans de masse.

ETUDES ANTERIEURES SUR LE SUJET

L'estimation de la valeur globale moyenne du bilan des glaciers du monde a été traitée récemment dans différents travaux majeurs, et notamment ceux de Meier (1984), Dyrgerov et Meier (1997a), Zuo et Oerlemans (1997), ou encore Cogley et Adams (1998). De telles estimations ne sont possibles que si les caractéristiques de distributions spatiale et temporelle des séries de bilans sont connues.

C'est en 1974 que Lliboutry proposa l'une des études les plus complètes des distributions spatiales et temporelles du bilan à l'échelle du glacier, celle du glacier de Saint-Sorlin dans les Alpes Françaises. Reynaud (1980) étendit cette recherche de structure à l'échelle, non plus du glacier, mais d'un massif en particulier en traitant tous les glaciers des Alpes et de Scandinavie. Cette étude a été reprise par la suite dans l'analyse la plus exhaustive des distributions de bilans de Letréguilly, en 1984, puis étendue par exemple dans Letréguilly et al. (1990).

Lorsqu'en 1997 je commençais ce travail, je disposais donc de séries beaucoup plus étendues que celles des études précédentes, à la fois dans le temps, avec près de 20 années supplémentaires, et à la fois dans l'espace avec de nouveaux glaciers (malgré quelques abandons). Le but de cette analyse est de mettre à jour les schémas de distribution du bilan de masse des glaciers, sur l'échantillon le plus étendu possible dont on dispose actuellement.

Comprendre ensuite quelles sont les relations entre le bilan des glaciers et les paramètres climatiques est l'objectif de plusieurs études qui examinent ces relations soit à l'échelle du glacier (par exemple, Vincent et Vallon, 1997), à celle d'une région (par exemple Walters et Meier, 1989) ou à celle de tout un hémisphère (Dyrgerov et Meier, 1997b). Ces relations ont été étudiées sur ces trois échelles spatiales, en nous concentrant sur quelques cas particuliers de glaciers, pour lesquels les données sont accessibles sur le bassin Atlantique.

ORGANISATION DE LA THESE

La présentation de ce travail s'articule en cinq chapitres. Il nous est tout d'abord apparu essentiel, dans un premier chapitre, de procéder à une courte description nécessaire à notre étude, relative à la place de la glaciologie dans le contexte de recherche scientifique actuel, ainsi que de définir les glaciers, la variable de bilan de masse glaciaire ainsi que ses méthodes de mesure. Ces rappels se justifient largement car la notion de bilan de masse est utilisée dans toute la suite du manuscrit (Chapitre I).

L'analyse des bilans étant basée sur les séries de mesure actuellement disponibles, le Chapitre II présente alors l'ensemble des données relatives aux glaciers que nous avons pu rassembler et le type de sélection que nous avons dû réaliser sur ces sites. Chacun des massifs étudiés sur les différents continents sera décrit et les séries de bilans de masse répertoriées. Une partie de ce chapitre sera consacrée à une description plus détaillée des données de bilans sur la calotte du Groenland, ce travail de compilation étant à notre connaissance le premier à être réalisé sur la calotte.

Une fois les séries de bilans de masse répertoriées, nous avons souhaité évoquer dans le Chapitre III une présentation générale de ces glaciers et de leur bilan. Dans ce contexte, nous avons également voulu détailler les structures de bilans observées à l'échelle du glacier, ainsi que les limites de telles structures. C'est également dans ce chapitre, que nous avons décrit brièvement les composantes annuelles du bilan de masse pour quelques glaciers (bilan hivernal et bilan estival), ces deux composantes permettant de mieux comprendre comment se distribue le bilan au cours de l'année.

Au Chapitre IV, nous évoluons vers une échelle spatiale plus étendue en présentant les distributions de bilans de masse des glaciers étendues à un massif. La recherche de structures communes ou différentes des variations du bilan dans le temps et dans l'espace permettent ainsi de définir dans quel cadre le bilan de masse peut être un indicateur des variations du climat. Là encore, une part importante de l'analyse sera consacrée à la calotte du Groenland, dont les caractéristiques des mesures (données d'accumulation) apporteront des résultats nouveaux sur la distribution spatiale et temporelle des données en zone d'accumulation. Ces études de variabilités spatiales et temporelles se justifient puisque l'estimation du bilan au Groenland restant encore très incertaine actuellement.

Enfin, afin de mieux appréhender la relation climat-glacier, le Chapitre V présente les relations entre le bilan de masse glaciaire et les données climatiques locales, comme par exemple les températures et les précipitations. Ces relations peuvent, de plus, être étendues dans le passé, à l'aide de séries de bilans reconstitués, pour examiner si les structures de répartition temporelle obtenues sur la période de mesure se retrouvent sur de plus longues

périodes. Finalement, les données de bilans de masse des glaciers des Alpes et des glaciers Scandinaves seront confrontées à un indice global de circulation atmosphérique, l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique afin, d'une part, de présenter les différences et les similitudes des variations climatiques sur deux massifs distincts et d'autre part de confirmer ainsi le rôle du bilan de masse glaciaire comme indicateur climatique global. Le cadre dépasse cette fois largement celui du massif et l'échelle spatiale devient le bassin Atlantique Nord.

L'ensemble de ces résultats sera ensuite discuté dans les conclusions générales de ce travail.

CHAPITRE I

CONTEXTE HISTORIQUE ET SCIENTIFIQUE DE L'ETUDE, GENERALITES SUR LES GLACIERS ET LES CALOTTES POLAIRES

I.1 - INTRODUCTION

En 1873, le scientifique anglais Joseph Tyndall écrivait à un ami à propos de leurs travaux sur les glaciers alpins : *" Dans ce livre notre tâche paraît simple ; mais nous savons tous deux combien de fois il nous a fallu lutter résolument avec les faits pour en tirer la signification. Cependant, voici notre oeuvre achevée : vous possédez maintenant un fragment de cette science certaine qui est fondée sur l'étude fidèle de la nature. Ne vaut-elle pas bien le prix qu'elle vous a coûté ? Ou plutôt, le paiement de ce prix, l'exercice salutaire, quoique pénible quelquefois, de l'esprit et du corps, sur les monts et les glaciers ne constitue-t-il pas une partie de notre bonheur ? "* (Tyndall, 1873).

Les travaux de Tyndall ont probablement contribué à cette époque à la naissance d'une nouvelle discipline scientifique, la *glaciologie*¹. Cette science s'est ensuite fortement développée au cours du dernier siècle, parce que ses domaines de recherche sont étroitement liés aux préoccupations des populations, même si celles-ci ont passablement évolué depuis la fin du siècle dernier.

Comme le soulignait déjà Tyndall, la glaciologie moderne reste toujours fondée sur l'observation fidèle de la nature, mais elle a depuis bénéficié d'un intense investissement théorique pour comprendre l'étude du mouvement ou des variations d'épaisseur des glaciers et des calottes de glace. D'autre part, c'est aussi une science qui s'est progressivement construite autour des interactions entre plusieurs domaines de recherche comme :

¹ Le mot "*glaciologie*" fut créé en 1890 pour traduire le mot allemand "*Gletscherkunde*" (littéralement : science des glaciers) qu'avait introduit Heim en 1885

- l'étude des climats et notamment ceux de l'ère quaternaire (anciennes glaciations, cycles climatiques, refroidissement global du 18^{ème} siècle...)
- une étude des impératifs économiques et écologiques, axés principalement sur :
 - l'étude des risques naturels glaciaires
 - la prévision pour les apports hydrauliques (barrages, hydroélectricité)
 - la protection contre les avalanches
 - la production de neige artificielle, la lutte contre le givre
 - l'activité touristique glaciaire (ski d'été)

Afin de mieux situer notre étude sur les relations glaciers - climat dans le contexte de la recherche actuelle en glaciologie, il nous paraît important de consacrer un premier chapitre d'introduction sur ces concepts, en rappelant tout d'abord brièvement le cheminement historique qui a conduit au développement de la glaciologie, et en précisant le rôle actuel de cette discipline. Nous définirons ensuite plus précisément dans ce chapitre les glaciers et les calottes polaires, et justifierons le choix d'une variable glaciaire telle que *le bilan de masse* pour représenter les fluctuations du climat. Les méthodes de mesures de terrain et les traitements statistiques utilisés pour en déterminer la signification comme indicateurs climatiques seront ensuite évoqués.

I.2 - LA RECHERCHE EN GLACIOLOGIE

I.2.1 - UN BREF APERÇU HISTORIQUE

L'attrait scientifique pour les glaciers ou les calottes de glace semble assez récent puisque l'on attribue réellement le développement de la glaciologie vers le milieu du dix-neuvième siècle. Avant cette période, il existe peu de récits sur des observations de glaciers. Dans les Alpes, qui semblent être le berceau des premières observations, les plus anciennes constatations scientifiques peuvent être attribuées à Horace Benedict de Saussure (1740-1799).

Ce n'est qu'au milieu du dix-neuvième siècle que la glaciologie en tant que science (c'est à dire l'observation de phénomènes, le développement de théories et la vérification de ces lois) a vraiment vu le jour. Agassiz, vers 1850, bouleversa les opinions en développant la théorie des grandes glaciations et fut ainsi sûrement l'instigateur des premières mesures sur les glaciers (sur le glacier Unterrar en Suisse notamment) en popularisant largement ses idées.

Le développement de cette discipline nécessita la découverte de nouveaux horizons, depuis les profondes vallées alpines jusqu'aux bords du continent Antarctique. L'histoire de la glaciologie s'honore ainsi d'une galerie de portraits peu commune par les personnalités d'exception qu'elle rassemble, comme Agassiz ou Tyndall bien entendu, mais aussi Forel,

Forbes, Althman ou encore Vallot dans les Alpes. A la conquête des pôles (Arctique et Antarctique) s'attachent les noms célèbres des grands explorateurs scientifiques comme Nansen, Wegener, Amundsen ou de Quervain. Chacun d'eux a contribué au développement de la glaciologie, en formulant les premières hypothèses, en développant de nouvelles théories ou en recueillant des observations que nous continuons à exploiter plus d'un siècle plus tard.

En plein essor avant la première guerre mondiale, la glaciologie "s'essouffle" jusqu'aux années 1950, se limitant à de simples relevés des glaciers (variations de fronts par exemple). La France est un cas particulier puisque les données, abondamment collectées par le service des *Eaux et Forêts* de 1907 à 1960, constituent ainsi des informations uniques qui permettent de décrire le comportement des glaciers sur de longues périodes. C'est ensuite grâce à l'intervention des physiciens, géophysiciens et ingénieurs que la glaciologie fut relancée notamment depuis la *Décennie Hydrologique Internationale* (1965-1975). Ainsi, en 1961, l'Assemblée Générale de l'*Association Internationale d'Hydrologie Scientifique* (AIHS), tenue à Helsinki, a insisté sur la nécessité d'entreprendre des travaux de recherche en glaciologie à l'échelle mondiale. La glaciologie devient alors une réelle science "d'état". Elle occupe aujourd'hui une place parfois décisive dans les choix politiques et économiques mondiaux, grâce à la diversité de ses domaines de recherche.

I.2.2 - DOMAINES DE RECHERCHE DE LA GLACIOLOGIE MODERNE

1.2.2.1 la recherche fondamentale en glaciologie

La glaciologie est l'étude de la glace naturelle sous toutes ses formes : glaces de glaciers, de calottes, de rivières, de lacs, de mers, étude de la neige, de la glace dans le sol, etc... Certaines études se développent également autour des cristaux de neige et de glace présents dans notre atmosphère. Cette composante glace du système Terre représente la *cryosphère*.

Si l'on exclut les glaces de mers, de lacs ou de rivières, la cryosphère comprend les calottes polaires Arctiques (Groenland, Svalbard, Baffin Island...), le continent Antarctique, et aussi la multitude des petits glaciers présents sur tous les continents (exceptée l'Australie), répartis dans les différents massifs des Alpes, de la Scandinavie, des Rocheuses Américaines, de l'Asie Centrale, des Andes...Au même titre que l'atmosphère, la biosphère, la lithosphère ou l'océan, la cryosphère fait partie intégrante du système climatique : elle agit sur les différentes composantes et est influencée par ces dernières. Ces interactions glace - climat sont l'un des domaines de recherche de la glaciologie moderne.

Les interactions entre ces deux composantes sont très marquées. A travers l'histoire des changements climatiques de l'ère quaternaire (dite "*ère glaciaire*"), les variations des volumes de glace (notamment la présence plus ou moins étendue des calottes polaires) ont été l'un des phénomènes naturels les plus remarquables sur le globe. Des variations climatiques importantes (comme celles entre périodes glaciaires et interglaciaires ou des variations plus modérées comme le refroidissement observé sur la plupart des continents vers le milieu du dix-huitième siècle), jusqu'aux variations annuelles dues aux changements des régimes d'alimentation, des modifications de l'ensemble des systèmes glaciaires (de leur dimension, de leur forme ou de leur propriétés internes) ont continuellement lieu.

Comprendre ce système climatique global et ses variations passées semble nécessaire pour mieux appréhender les rétroactions glace – climat. L'objectif de telles études est en réalité de prévoir les fluctuations futures du climat, en évaluant notamment l'éventuelle contribution des systèmes glaciaires à l'élévation du niveau des mers (Meier, 1984, Zuo et Oerlemans, 1997) ou les changements de végétation entre périodes glaciaires et interglaciaires (variations de l'albédo notamment) (par exemple, Kubatzki et al., 1998).

I.2.2.2 aspects économiques et sociaux

Si la glaciologie a bénéficié d'intenses développements théoriques en recherche fondamentale, elle s'est également élargie à des domaines plus appliqués. Les systèmes glaciaires représentent en effet une réalité économique et depuis de nombreuses décennies, nombreux sont ceux qui ont essayé d'en tirer profit.

Au dix-neuvième siècle par exemple, on commercialisait déjà les blocs de glace extraits du glacier et enveloppés dans la sciure. La glaciologie s'est aussi développée parallèlement à l'activité hydroélectrique. Des grandes compagnies captent l'eau des torrents sous-glaciaires ce qui a permis aux glaciologues d'approcher les lits glaciaires et d'étudier ainsi une partie importante de leur fonctionnement : glissement sur leur lit rocheux, phénomènes de moulin et écoulement des eaux de fusion. Les glaciers et les calottes polaires, constitués en majeure partie d'eau douce intervenant dans le cycle hydrologique sont aussi des ressources naturelles en eau importantes dans les régions de montagne ou les régions polaires. Ces ressources pourraient à l'avenir également intéresser l'ensemble de la planète manquant d'eau potable.

Un autre aspect de la glaciologie moderne concerne la prévision et la prévention de certaines catastrophes liés aux risques naturels glaciaires comme celles dues aux ruptures de poches d'eau (par exemple, celle du glacier de Tête Rousse (France) en 1892), aux chutes de séracs (glacier de Taconnaz, France) ou aux vidanges de lacs glaciaires (glacier d'Arsine, France).

Enfin, l'enjeu économique de ces glaciers lié à un fort développement touristique s'est fortement amorcé depuis la fin du dix-neuvième siècle. La Mer de Glace (France) par exemple est devenue le glacier le plus visité au monde, et à l'heure actuelle, le ski d'été

représente une part importante de cette activité économique glaciaire, notamment dans les Alpes où de nombreuses stations développent cette activité comme Tignes, les Deux Alpes (France) ou encore Zermatt (Suisse).

I.3 - QUELQUES DEFINITIONS SUR LES GLACIERS ET LES CALOTTES DE GLACE²

De par son étymologie, le mot *glacier* devrait désigner toute masse importante de glace. On doit toutefois restreindre cet énoncé pour disposer d'une définition plus complète : " *Toute grande masse de glace naturelle provenant de la neige, permanente à l'échelle humaine* " (Lliboutry, 1965).

Ce stock d'eau se forme lentement par le jeu combiné de l'accumulation (chutes de précipitations neigeuses, neige déposée par le vent, avalanches...) et de l'ablation (fonte, évaporation, sublimation, vêlage d'icebergs ou de séracs...). Due à la plasticité du matériau glace, le glacier s'écoule lentement sous l'effet de son propre poids. " *Ce glissement du glacier sur son lit rocheux n'est important que si la température de fusion est atteinte à la base. [...] L'écoulement des glaciers en fait de puissants agents de déblaiement des débris rocheux qu'ils évacuent sous forme de moraines* " (Lliboutry, 1993).

Le glacier s'écoule depuis les parties les plus hautes, là où se forme la glace par transformation de la neige (*bassin d'accumulation*) jusque vers les parties basses où l'ablation, c'est à dire la perte de glace, est la plus importante (*zone d'ablation ou langue d'ablation*).

La figure I.1 illustre la coupe schématique d'un glacier type glacier de vallée depuis le haut du glacier (cirque glaciaire d'accumulation) jusqu'au bas du glacier appelé le *front*, là où le flux de glace est réduit à zéro.

² dans ce paragraphe, nous nous limiterons à quelques rappels simples sur les termes utilisés dans la suite de ce manuscrit sur les glaciers et les calottes polaires. Pour plus de détails sur la glaciologie en général et sur le fonctionnement d'un glacier ou d'une calotte, on pourra se reporter aux deux ouvrages de référence de Lliboutry (1965) et Paterson (1994)

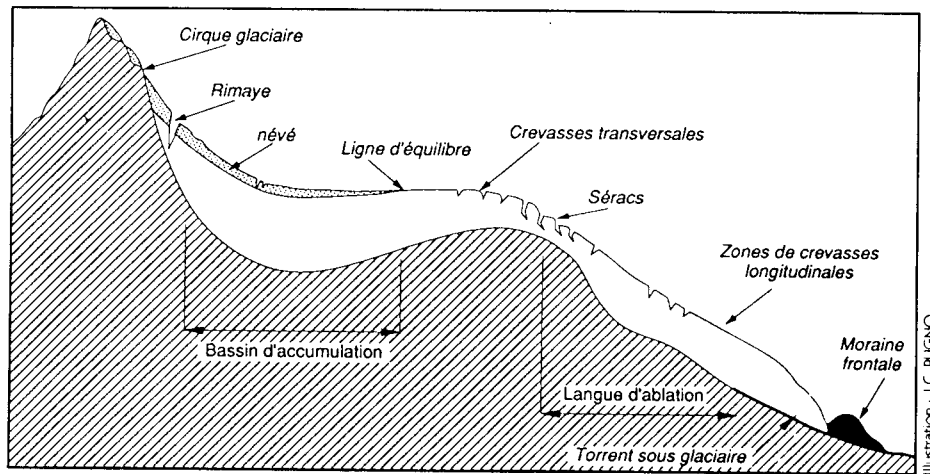


Figure I.1 : coupe schématique d'un glacier (typique d'un glacier de vallée) depuis la rimaye jusqu'au front, d'après Reynaud (1991), sur le modèle du glacier Blanc (France)

Afin de préciser le fonctionnement du glacier, décrivons séparément le bassin d'alimentation supérieur et la partie évacuatrice du glacier :

Suivant la latitude, la longitude ou l'orientation du glacier, au delà d'une certaine altitude, toute la neige de l'hiver ne fond pas complètement. C'est dans cette région que se fabrique la glace, par transformation de la neige sous la pression des couches annuelles successives. L'accumulation de neige l'emporte sur la fonte. Cette zone supérieure en forme de dôme, de plateau de hautes vallées ou de cuvette s'appelle la *zone d'accumulation* du glacier. Dans les Alpes par exemple, la limite des neiges permanentes (les "*neiges éternelles*") sur un glacier se situe en moyenne entre 2700 m en versant nord et 2900 m en versant sud.

En aval de cette zone d'accumulation, sous la ligne de neige permanente, se trouve la partie du glacier où l'ablation l'emporte sur l'accumulation, d'où son nom de *zone d'ablation*. Non seulement toute la neige de l'hiver disparaît, mais la fusion estivale entame également la glace. Dans cette partie du glacier, la fusion croît avec la perte d'altitude. Dans les Alpes par exemple, pour une glace propre et blanche, pour chaque 100 mètres d'altitude perdu, c'est en moyenne 70 cm de glace en plus qui disparaissent au cours de l'été (Reynaud et al., 1986). Le plus souvent, cette zone est une langue glaciaire plus longue qu'étroite (par exemple la langue du glacier White dans l'arctique Canadien est longue de 7 km et large de 1km au maximum, Cogley et al. (1996)), mais elle n'est pas toujours présente (comme sur Sarennes (France) par exemple). Pour certains glaciers polaires ou maritimes, cette zone peut descendre jusqu'à une altitude proche de celle de la mer (le glacier Engabreen en Norvège descend jusqu'à une altitude de 40 m ces dernières années). C'est surtout dans cette zone d'ablation, souvent dépourvue de neige, qu'apparaissent des formes particulières de surface, dues à des cassures dans la pente du lit rocheux (crevasses, séracs), aux passages de l'eau (bédières, moulins,

porches, lacs...), ou encore aux couvertures morainiques (veines noires, moraines longitudinale).

Ces définitions de glaciers ou de calottes n'englobent pas les champs de glace provenant des mers, ni les lacs ou les rivières gelés, ni les tarines observées en aval des sources dans les pays froids, ni les glaciers observés au fond des gouffres. Mais le mot glacier regroupe plusieurs types de paysages glaciaires, liés à différentes morphologies (forme de la vallée, pente du lit rocheux...) ou à la variété géographique du site (latitude, longitude, altitude, orientation...).

Plus précisément, ce terme couvre une large variété de sites depuis les grandes calottes glaciaires (Groenland, Antarctique, Svalbard...) jusqu'aux névés permanents sans véritable écoulement. Entre ces deux extrêmes, on distingue principalement les glaciers de cirque (de bassin), comme Saint-Sorlin (France) ou Vernagt (Autriche), des glaciers de vallée (Mer de Glace (France), Aletsch (Suisse) ou Abramov (Kirghiztan)), des glaciers suspendus (Ailefroide (France)), des dômes glaciaires (Girose (France), Meighen (Arctique Canadien)), ou encore des glaciers émissaires de calotte (Russel (Groenland)).

Les caractéristiques générales de ces glaciers, comme la taille (superficie, volume), les vitesses d'écoulement, les températures de la glace, les taux d'accumulation ou d'ablation sont différentes d'un site à l'autre. Il est évidemment indispensable de classer cette grande quantité de glaciers, afin de ramener l'infinie variété de formes à quelques types standards. De nombreuses classifications sont possibles, et le choix dépend en général du but poursuivi (comme la classification morphologique, thermique, hypsométrique, budgétaire ou climatique) mais, comme le soulignait Lliboutry (1965), on est tenté de dire que la plus simple serait la classification alphabétique ! Plus sérieusement, comme l'indiquait ce même auteur, la classification climatique qui se fonde sur le climat de la région concernée semble souvent la plus adaptée. Le climat conditionne en effet le type d'alimentation, les températures et l'activité du glacier, trois paramètres indispensables pour envisager une classification (Lliboutry, 1993).

I.4 - CALOTTES POLAIRES ET GLACIERS COMME INDICATEURS CLIMATIQUES

I.4.1 INTERACTIONS CLIMAT - GLACIER

Les fluctuations du climat global se manifestent par des modifications de ses différentes composantes, et notamment pour des échelles de temps relativement courtes (qui peuvent être celles de l'année), de sa composante cryosphérique. Les variations des signaux glaciaires sont

donc reconnues comme des éléments de stratégie de détection de l'évolution du climat. Les changements du métabolisme des ensembles glaciaires semblent en effet refléter les variations des paramètres météorologiques et à fortiori enregistrer les plus petits changements climatiques. La chaîne d'événements très générale illustrant la relation climat - glacier est reportée sur la figure I.2, d'après Meier (1962) :

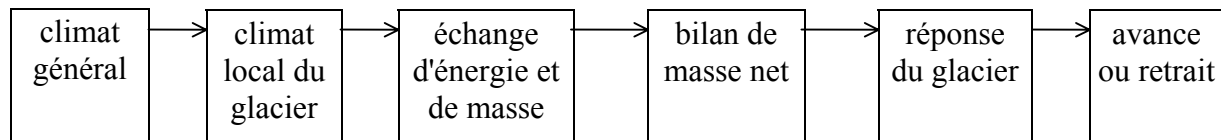


Figure I.2 : ensemble des phénomènes liant le climat au glacier, d'après Meier (1962)

Ainsi, les fluctuations climatiques engendrent des modifications des quantités de neige collectées et des quantités de neige et de glace fondues sur les continents. Les glaciers et les calottes polaires sont des réservoirs stockant et relâchant une certaine quantité d'eau. Ils induisent à leur tour des changements dans les équilibres hydrologiques, avec des temps de réponse différents suivant la taille des glaciers ou des calottes de glace.

Par conséquent, des efforts sont actuellement entrepris pour intégrer la surveillance des glaciers et des calottes polaires du monde dans des systèmes globaux d'observations en relation avec le climat³. Ce suivi des variations annuelles des glaciers (volume, dynamique...) contribue à apporter des informations importantes sur la variabilité naturelle du climat d'une part et d'autre part, sur les variations des flux d'énergie à la surface de la terre, éventuellement induites par l'homme.

I.4.2 LE BILAN DE MASSE COMME INDICATEUR CLIMATIQUE

I.4.2.1 les différents indicateurs, choix d'une variable glaciaire

Les glaciers répondent tous aux sollicitations du climat, mais chaque glacier est caractérisé par ses propres fluctuations qui dépendent de la forme du glacier, de son lit rocheux, des processus d'accumulation et d'ablation, du régime des températures... Ces évolutions sont traduites par des modifications des évidences glaciologiques. Par exemple, les variations de longueur des glaciers (position du front) ou les variations de surface témoignent de ces fluctuations.

Historiquement, les variations d'extension ont souvent été choisies pour le suivi des glaciers et de leur relation avec le climat, parce qu'elles sont en général assez simples à mesurer et peuvent être parfois spectaculaires. Par exemple, le front du glacier des Bossons, après avoir

perdu 600 m de longueur entre 1940 et 1955, en a regagné 500 jusqu'en 1983, pour les reperdre entre 1983 et 2000 (Reynaud et Vincent, 2000). Les séries disponibles dans la littérature sont donc assez étendues dans le temps (elles débutent parfois vers 1860). Des différents paramètres mesurés sur les glaciers (longueur, altitude, vitesse, bilan), ces séries sont actuellement les plus longues.

Cependant, ces variations d'extension ne traduisent les fluctuations climatiques qu'après avoir subi toutes les modifications de la dynamique du glacier, fortement influencées par des caractéristiques morphologiques propres à chaque vallée, comme l'altitude ou l'exposition. Ces signaux sont donc convolués à la morphologie et à la dynamique du glacier et présentent un déphasage par rapport au signal climatique. Des glaciers de tailles très différentes ont des temps de réaction au front très variables (les variations de longueur pour la Mer de Glace sont enregistrées avec un déphasage de 15 ans environ par rapport à celles du glacier des Bossons, situé à moins de 10 km du premier (Massif du Mont Blanc) (Reynaud et Vincent, 2000)).

Pour mieux comprendre la relation directe qui existe entre le climat et les glaciers, il devient donc nécessaire d'utiliser un autre indicateur climatique glaciaire qui réponde directement, pour chacun des glaciers, à la sollicitation climatique annuelle. Cet indicateur est le *bilan de masse glaciaire* annuel.

I.4.2.2 le bilan de masse glaciaire

Le bilan de masse est donc le signal d'entrée du système des fluctuations glaciaires. Il rend compte directement, à l'échelle de l'année, de l'ensemble des influences climatiques subies par le glacier. Cette variable enregistrant les variations des paramètres météorologiques est donc fonction des précipitations solides et du bilan des échanges d'énergie air-sol au lieu considéré (Lliboutry, 1993). Le bilan de masse est donc notre indicateur des changements climatiques dans l'espace et dans le temps.

Même si les séries de mesure de bilans sont plus récentes et donc moins étendues dans le temps que celles des variations d'extension, la détermination des éléments du bilan de masse a une double utilité : elle permet d'une part de comprendre les fluctuations glaciaires (position des fronts, épaisseurs, vitesses....) et d'autre part, elle est indispensable comme indicateur de l'évolution du climat.

La notion de bilan de masse est assez complexe. Autrefois, les glaciologues des différents pays utilisaient des termes variés dans leurs études, ce qui rendaient (et rendent encore) les

³ en 1964, l'assemblée générale de l'Organisation des Nations Unies pour l'Education, la Science et la Culture (UNESCO) a élaboré un programme mondial d'étude sur les glaciers, qui reste à ce jour le programme majeur

comparaisons des résultats parfois difficiles. Les définitions de bilan s'accordaient peu les unes aux autres parce que les mécanismes physiques de base étaient en réalité mal connus. Lors de la *Décennie Hydrologique Internationale* (1965-1975)⁴, les scientifiques soulevèrent la nécessité de standardiser la terminologie des bilans de masse. Certains ont ainsi proposé des définitions claires, consistantes et stables, qui ont par la suite été mondialement acceptées. C'est le cas de Meier (1962), Anonyme (1969), Mayo et al. (1972) et reprises ensuite par Østrem et Brugman (1991) ou Paterson (1994). Quelques différences subsistent encore aujourd'hui, mais dans des proportions bien moindres.

L'étude du bilan de masse traite donc des changements de masse d'un glacier. Mesurer un bilan, c'est évaluer le gain ou la perte de masse *annuels* du glacier à partir de mesures ponctuelles sur le site.

Le bilan $b_{i,t}$ en un point i du glacier représente une mesure cumulée des effets de bilan radiatif et de précipitations de l'année t . Il résulte donc de la combinaison (somme) de deux phénomènes survenant tout au long de l'année, l'accumulation et l'ablation :

$$b_{i,t} = \text{accumulation}_{i,t} + \text{ablation}_{i,t}$$

Le terme d'accumulation inclut tous les processus par lesquels de la masse est ajoutée au glacier. L'apport se fait plus généralement sous forme de chutes de neige qui se transforme lentement en glace d'année en année sous la pression des couches supérieures plus récentes. Les avalanches, la formation de givre, le gel de l'eau de pluie dans le névé (accumulation interne) font partie des autres processus d'accumulation. L'accumulation est un processus qui est essentiellement généré en surface ou à proximité (dans le cas de l'accumulation interne).

L'ablation tient compte de tous les processus par lesquels la neige ou la glace est perdue par le glacier. La fonte (suivie du ruissellement) est le facteur le plus important. L'évaporation, la sublimation, le déplacement de la neige par le vent ou le vêlage d'iceberg (pour les glaciers se jetant dans la mer) sont d'autres exemples d'ablation. La quasi totalité de l'ablation se passe à la surface du glacier, ou dans le cas de vêlage, à son front, mais certains glaciers peuvent aussi perdre de la glace par fonte à leur base sur le lit rocheux⁵.

Aux moyennes et hautes latitudes, là où le cycle annuel des saisons est relativement régulier et bien contrasté, l'essentiel de l'accumulation se produit en hiver, alors que l'ablation est essentiellement estivale. Ces deux régimes rythmant la vie du glacier, il est alors plus naturel

de surveillance des glaciers dans le monde (*World Glacier Monitoring Service*, Zürich)

⁴ et notamment à l'Assemblée Générale tenue à Berne, en 1967

⁵ cette quantité est souvent négligeable par rapport à la fusion de surface de la glace (de l'ordre de 4 à 5 mm/an). Les seuls glaciers pour lesquels ce phénomène intervient de manière significative sont ceux pour lesquels il existe un flux géothermique exceptionnellement élevé, comme en Islande (Lliboutry, 1965)

de parler de bilan annuel sur une année hydrologique que sur une année du calendrier classique. L'année hydrologique est établie du 1^{er} octobre de l'année t au 30 septembre de l'année suivante, c'est à dire à la fin d'un cycle accumulation hivernale - ablation estivale. Le bilan de masse peut alors aussi s'écrire :

$$\begin{aligned} \text{bilan net} &= \text{bilan hivernal} + \text{bilan estival} \\ b_n &= b_h + b_e \end{aligned}$$

Le bilan hivernal représente la composante hivernale de l'accumulation (noté b_h , en général positif pendant la saison d'accumulation, en principe de octobre t à mai $t+1$). Le bilan estival représente la composante estivale de l'ablation (noté b_e , en général négatif pendant la saison d'ablation, en principe de juin $t+1$ à septembre $t+1$). Le bilan net de tout le glacier à la fin de l'année budgétaire peut alors être négatif ou positif suivant lequel des deux termes de bilans est prépondérant.

Ces deux cas (bilans positifs ou négatifs à la fin de l'année hydrologique) sont illustrés sur la figure I.3 (d'après Anonyme, 1969), ainsi que les bilans hivernaux et estivaux.

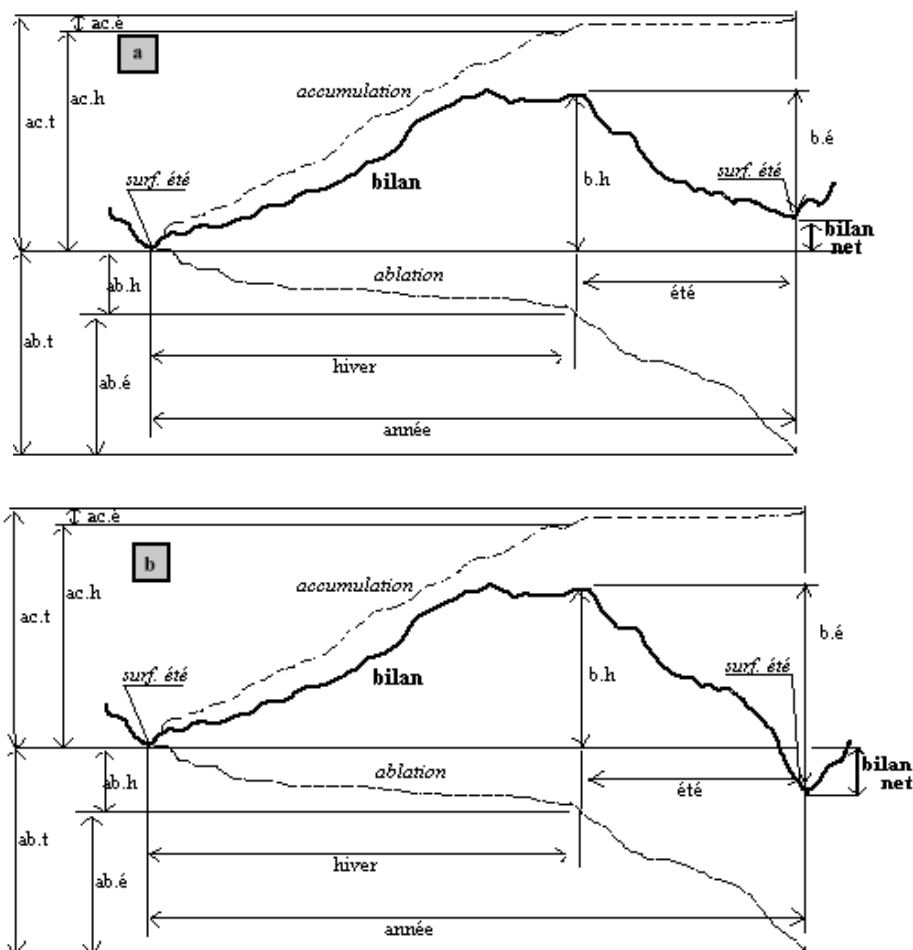


Figure I.3 : différents termes du bilan de masse mesurés en un point d'un glacier ou d'une calotte, d'après Anonyme (1969). a) cas d'un bilan positif à la fin de l'année budgétaire. b) cas d'un bilan

négalif à la fin de l'année budgétaire. Les différentes abréviations utilisées sont : ab.h=ablation hiver ; ab.é=ablation été ; ab.t=ablation totale ; ac.h=accumulation hiver ; ac.é=accumulation été ; ac.t=accumulation totale ; b.h=bilan hivernal ; b.é=bilan estival

Ce bilan mesuré en différents points du glacier n'est cependant pas uniformément réparti sur toute sa surface, et localement des différences importantes existent suivant les sites de mesure considérés. Ainsi, à la fin de l'été, le glacier est globalement divisé en une *zone d'accumulation* où le bilan est positif, et une *zone d'ablation* où le bilan est négatif. La *ligne d'équilibre* est alors définie comme la zone du glacier où le bilan est équilibré ($b_n = 0$). La frontière entre la neige ou le névé (neige qui a au moins passé un été) et la glace, à n'importe quel instant t de l'année en cours, s'appelle la *ligne de neige temporaire* (ou transitoire). La position la plus haute atteinte par cette ligne en été (c'est à dire le minimum d'extension de la neige) est appelé *ligne de névé* et coïncide à peu près avec la ligne d'équilibre pour les glaciers des latitudes moyennes, puisque il y a très peu de formation de glace surimposée participant à l'accumulation interne.

I.5 - METHODES DE MESURE ET TRAITEMENTS STATISTIQUES DU BILAN

I.5.1 DIFFERENTES METHODES DE MESURE

Il existe différentes méthodes pour évaluer le bilan de masse d'un glacier ou simplement ses variations, et pour mieux situer notre étude, il convient d'en faire ici un bref exposé. Parmi ces méthodes, celles dites "classiques" (au nombre de 4) permettent d'obtenir directement le bilan de masse global b du glacier.

I.5.1.1 la méthode cartographique ou volumétrique

Cette méthode est sans doute la plus intuitive pour évaluer le bilan de masse d'un glacier, toutes les autres dérivant en quelque sorte de celle-ci. Elle consiste à évaluer directement la variation du volume de glace du glacier (ou de masse en tenant compte du facteur masse volumique), à l'aide de deux cartes établies par photogrammétrie aérienne ou par topographie à deux époques différentes. Pour obtenir la variation du bilan, on ramène ce volume en hauteur d'eau en divisant par la surface totale du glacier (ré estimée par les cartes).

Cette méthode coûteuse est souvent difficile à réaliser, et sa précision n'est que celle de la carte. C'est pourquoi elle n'est utilisée qu'à période de 5 ou 10 ans pour tester la validité des autres déterminations, notamment pour évaluer le biais et éventuellement corriger des mesures cumulées de bilans. Elle a été utilisé pour le suivi de certains glaciers comme celui

de Saint-Sorlin (Vallon et Leiva, 1981) ou de Sarennes (Valla et Piedallu, 1997 ; Torinesi, 1999).

Nous pouvons citer ici la méthode récemment développée permettant une détermination indirecte du bilan au moyen d'une modélisation numérique du mouvement glaciaire et une télédétection de la surface du glacier (Gudmunsson et Bauder, 1999 ; Kääb et Funk, 1999).

I.5.1.2 la méthode hydrologique

Cette méthode permet de calculer le bilan annuel du glacier en estimant les gains et les pertes en eau du glacier sur tout le bassin versant, suite aux apports des précipitations sur toute l'année, aux pertes en eau évacuées par le torrent émissaire et, dans une faible mesure, à l'évaporation.

Ce bilan s'écrit :

$$q * S_T = p * S_T - b * S_G - e * S_T$$

où $q * S_T$ est le volume d'eau évacué directement par le torrent émissaire de tout le bassin versant, $p * S_T$ le volume d'eau apporté par les précipitations sur l'ensemble du bassin, $b * S_G$ le volume d'eau stocké sur le glacier sous forme de névé ou de glace, $e * S_T$ le volume d'eau perdu par évaporation.

On ramène cette équation volumique en hauteur d'eau en divisant par la surface du glacier S_G :

$$b = \frac{S_T}{S_G} * (p - q - e)$$

Cette méthode est assez difficile à mettre en œuvre à cause de l'évaluation de certains termes : l'estimation des précipitations sur l'ensemble du bassin versant n'est pas précise, et est approximée en général par les données relevées dans les stations météorologiques des vallées voisines, l'évaporation est mal connue....

La méthode hydrologique, à l'origine souvent développée pour des intérêts hydroélectriques, est actuellement utilisée pour suivre le bilan de glaciers comme Aletsch (Suisse), Zongo (Bolivie), Kesselwandferner (Autriche) ou, dans le passé, Folgefoni (Norvège).

I.5.1.3 l'application de l'équation de continuité

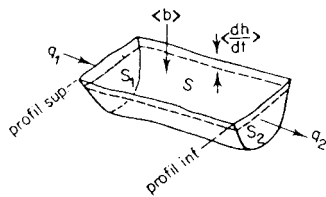
Le bilan est cette fois calculé à partir de l'équation de continuité du flux de glace appliqué à un secteur du glacier et des mesures de vitesse à différents profils transversaux sur le glacier.

L'équation générale de continuité pour une section d'épaisseur dx et de surface dS s'écrit :

$$dq_x = dS * \left(b_{x,t} - \frac{dh}{dt} \right)$$

où dq_x est la variation du flux au point x , dS la surface de l'élément de glace, $b_{x,t}$ le bilan au point x pour l'année t , dh/dt la variation de hauteur de l'élément de glace.

Les mesures étant effectuées sur deux profils transversaux du glacier, on adapte cette équation, non plus à un élément de glace infinitésimal, mais au volume final compris entre les deux profils (figure I.4). L'équation devient :



$$q_1 - q_2 = S * \left(b - \frac{\Delta Z}{\Delta t} \right)$$

Figure I.4 : élément de glace compris entre deux profils transversaux du glacier

où q_i est le flux de glace entrant ou sortant par le profil i (supérieur ou inférieur). A l'aide de l'approximation (justifiée par les mesures de terrain et causée par le fort glissement basal des glaciers tempérés) : $q_i = S_i * V_i$, avec S_i la section entre la surface et le lit au profil i , et V_i la vitesse d'écoulement de la glace, alors le bilan s'obtient finalement grâce à l'équation de continuité :

$$b_{x,t} = \Delta Z_{t-1,t} + \frac{1}{S} (S_1 V_1 - S_2 V_2)$$

Cette méthode, mise au point par Reynaud et al . (1984), a été utilisée par Letréguilly (1984) pour différents glaciers comme le glacier Blanc (Massif des Ecrins, France), le glacier de Gébroulaz (Massif de la Vanoise, France), la Mer de Glace (Massif du Mont-Blanc, France) et celui de l'Unteraar (Massif de l'Aar, Suisse).

L'intérêt de cette méthode est de pouvoir reconstituer les bilans du passé, en utilisant les séries de vitesses et d'altitude disponibles depuis plus longtemps que celles des bilans. Un autre avantage de cette approche est la possibilité de tester la validité de l'extension de ces relevés en la corrélant avec d'autres méthodes (reconstitutions météorologiques).

I.5.1.4 méthode directe dite glaciologique

Cette méthode est la plus communément utilisée pour déterminer le bilan de masse des glaciers. Elle consiste à déterminer la répartition du bilan tant en zone d'accumulation qu'en zone d'ablation du glacier.

Le bilan de masse global du glacier B (exprimé en unité de volume) s'écrit :

$$B = \int_S b \cdot dS$$

où b est le bilan représentatif de la surface dS . Dans la pratique, on effectue des mesures sur un nombre fini de n points sur le glacier. L'expression du bilan devient alors discrète et s'écrit :

$$B = \sum_{i=1}^n b_i * \Delta S_i$$

où b_i est le bilan ponctuel associé à l'élément de surface du glacier ΔS_i . Ce bilan b_i est ensuite ramené à une valeur en équivalent en eau grâce à une mesure de la densité.

Plus facile d'utilisation que le bilan B , on utilise de préférence la notion de bilan spécifique b , ou bilan net (empruntée aux hydrologues), qui est une mesure ramenée en hauteur d'eau, en divisant par la surface totale :

$$b = \frac{B}{S}$$

Le bilan global du glacier b par la méthode glaciologique s'écrit finalement :

$$b = \sum_i b_i * \delta_i$$

où $\delta_i = \Delta S_i / S$ est le pourcentage de surface associé à la mesure du bilan de la balise i .

Ainsi, un ensemble de mesures ponctuelles de bilan b_i est réalisé en plusieurs points sur le glacier. La répartition et le nombre de points dépendent bien souvent de la taille du glacier, mais aussi de l'accessibilité des sites sur le glacier. En effet, certaines zones peuvent être dangereuses (crevasses, chutes de séracs, éboulement de moraines près des bords, zone d'avalanches...). Sur la plupart des glaciers du monde suivis pour leur bilan, les points de mesure sont largement plus concentrés dans la zone d'ablation. Quelquefois, on se contente d'échantillonner sur un unique profil longitudinal central.

On relève par exemple chaque année sur le glacier de Saint-Sorlin, plus de 30 points de mesure sur une surface de 3 km². Une telle densité est sans commune mesure avec celle de certains glaciers beaucoup plus vastes et moins documentés comme par exemple le glacier Qamanârsûp (Groenland) avec seulement 1 balise pour quelques km² (Braithwaite, 1986).

Actuellement, un certain nombre de programmes de surveillance des glaciers incluent également des mesures en zone d'accumulation (plus difficiles à surveiller) afin de mieux cerner la sensibilité des bilans de masse au climat.

Pour évaluer la valeur du bilan annuel du glacier b , une seule campagne de mesures annuelles réalisée à la fin de l'année budgétaire (c'est à dire à la fin de la saison d'ablation) suffit. Mais pour accéder également aux deux termes du bilan (hivernal et estival), il est indispensable de réaliser également des mesures à la fin de l'hiver (vers le mois de mai, avant le début de la fonte d'été), dans les deux zones d'ablation et d'accumulation du glacier.

I.5.2 MESURES DE TERRAIN DU BILAN PAR LA METHODE GLACIOLOGIQUE

Selon les pays, ou même pour différentes institutions d'un même pays, tous les observateurs n'emploient pas les mêmes techniques de mesure, comme par exemple l'utilisation de balises en bois ou en aluminium pour mesurer l'ablation, de carottages ou de la sonde de battage pour mesurer l'accumulation. Il nous semble important de décrire brièvement ces techniques afin de mieux comprendre les erreurs susceptibles d'être introduites lors des mesures de bilans. Nous expliquerons ici les techniques propres au laboratoire tout en sachant que ce ne sont pas toujours celles utilisées dans les autres organismes de surveillance des glaciers. Nous décrivons ici la mesure des bilans annuels, hivernaux et estivaux tant en zone d'ablation qu'en zone d'accumulation.

1.5.2.1 la mesure du bilan annuel

a) la zone d'ablation

Dans cette partie du glacier, la mesure du bilan annuel est réalisée en plusieurs points à la fin de l'année budgétaire (fin septembre en principe) par lecture de la hauteur de l'émergence de balises ancrées dans la glace⁶ plantées l'année précédente (ou parfois depuis plusieurs années lorsque l'ablation est assez faible). Cette mesure est convertie en équivalent en eau en la corrigeant du facteur densité de la glace, pris généralement égal à 0.9⁷.

b) la zone d'accumulation

Dans cette zone, on évalue le bilan annuel en différents points par mesure de la hauteur d'une carotte de neige forée jusqu'à la couche de l'été précédent⁸. Il est souvent difficile de repérer

⁶ au Laboratoire de Glaciologie (LGGE), ces balises sont constituées d'un train de cinq piquets en bois de différentes couleurs, reliés entre eux et d'une longueur totale de 10 m

⁷ Lliboutry (1965) donne des exemples de densité de glace de glacier compris entre 0.85 et 0.91, Paterson (1994) donne des valeurs comprises entre 0.83 et 0.917

⁸ dans les régions polaires où le bilan annuel est positif mais assez faible, on peut mesurer généralement l'enfouissement d'une longue perche sur plusieurs années. Dans les Alpes, avec des accumulations plus élevées (typiquement de l'ordre de 2 m d'eau, soit 4 m de névé en moyenne), cette technique se révèle inopérante

la couche de l'été précédent, surtout au mois de septembre lorsque la neige de l'été a fondu, puis percolé et parfois regelé dans les couches inférieures. Cette couche se repère généralement par la présence de poussières déposées au cours de l'été précédent (donnant ainsi un horizon plus sombre), mais aussi par un changement de la taille des grains, de la dureté, et par conséquent par une variation notable de la densité. La hauteur de neige ainsi obtenue est convertie en équivalent en eau par une mesure du profil de densité de la neige de la carotte.

I.5.2.2 le bilan hivernal

La mesure du bilan hivernal est réalisée à la fin de la saison d'accumulation, c'est à dire généralement fin avril, courant mai. En zone d'accumulation comme en zone d'ablation, on procède par carottages jusqu'à la couche de l'automne précédent puisque la totalité du glacier est en général recouverte par la neige de l'hiver. En zone d'ablation, l'horizon de l'automne précédent est facilement reconnaissable puisque il s'agit simplement de repérer la transition neige - glace, dont les deux aspects diffèrent nettement. En zone d'accumulation, on repère la couche de l'automne en observant certaines variations de caractéristiques déjà mentionnées comme la taille des grains ou leur dureté. Dans les deux cas, la mesure de la hauteur des carottes est ensuite convertie en équivalent en eau par une mesure d'un profil de densité (pesage des carottes de névé).

I.5.2.3 le bilan estival

Le bilan estival peut être calculé à partir des deux termes précédents en tout point des deux zones d'accumulation et d'ablation :

$$b_{\text{estival}} = \text{bilan annuel} - \text{bilan hivernal}$$

Toutefois, depuis quelques années au LGGE, des balises en bois sont rajoutées au printemps dans la zone d'accumulation. Elles restent ancrées dans la neige pendant l'été, et permettront ainsi une lecture plus rapide et bien meilleure du bilan estival à la fin de l'été, car d'une part elles signalent précisément le lieu de la mesure effectuée au printemps, et d'autre part, elles permettent de repérer la profondeur de l'année précédente, toujours plus difficile à définir en fin d'été. Ainsi, dans cette partie du glacier, la fonte estivale se déduit directement à chaque balise de la différence d'émergence entre le printemps et l'automne.

En zone d'ablation, le bilan estival correspond à la fusion de l'ensemble de la couche de neige accumulée pendant l'hiver (correspondant au bilan hivernal évalué au printemps) et à une certaine hauteur de glace fondue pendant l'été, mesurée grâce à la différence d'émergence des

balises d'ablation par rapport à l'année précédente (généralement très proches des sites de carottages).

Ces mesures des différents bilans annuel, hivernal et estival, en zone d'ablation ou en zone d'accumulation sont illustrées sur la figure I.5 :

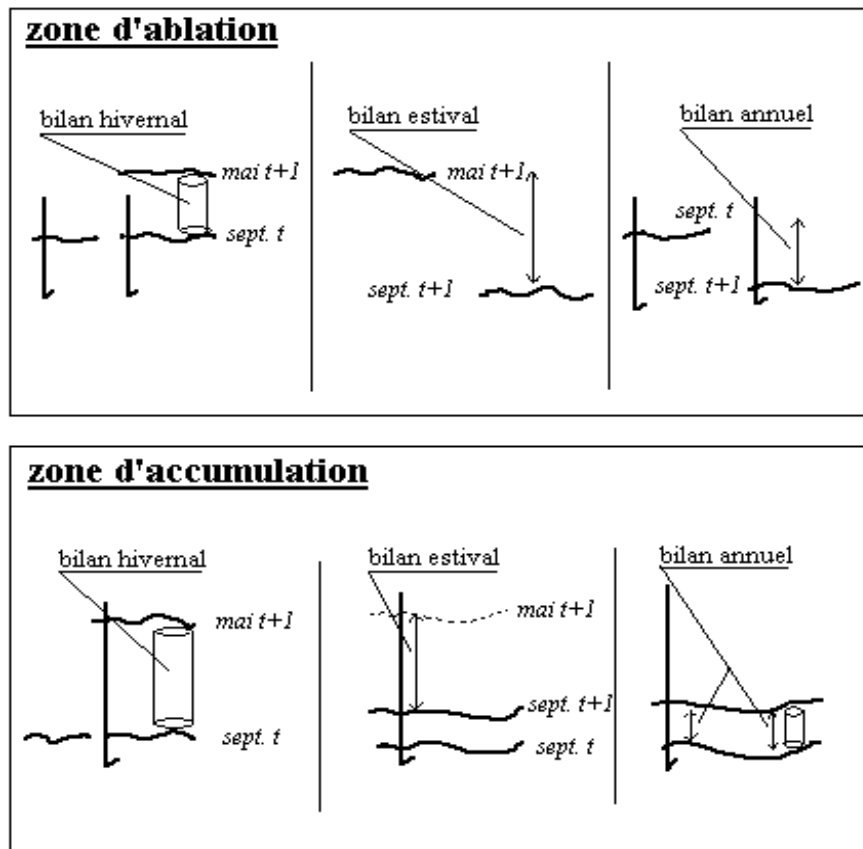


Figure I.5 : méthodes de mesure du bilan de masse annuel à la fin de l'année budgétaire, des bilans hivernal et estival, en zone d'accumulation et en zone d'ablation du glacier. Les balises et leur ancrage sont représentés par les traits verticaux, les mesures de carottes par des cylindres. t et t+1 représentent deux années consécutives de mesure

I.5.2.4 systèmes de datation

Deux calculs sont possibles pour déterminer ces bilans : le *système de dates fixes* ou le *système stratigraphique*. Ces deux méthodes sont largement décrites dans Anonyme (1969) ou Østrem et Brugman (1991).

Le système stratigraphique est basé sur l'existence d'une couche observable dite "*surface d'été*", supposée se former au moment où la masse est minimum sur le glacier, c'est à dire à la fin de la saison d'ablation. Nous avons vu que cette surface d'été peut-être un horizon identifiable de particules de poussières concentrées, une discontinuité entre de la vieille glace (ou névé) en dessous et de la neige plus récente au dessus ou encore d'autres évidences

physiques (variation de densité, de la taille des grains...). La formation d'une surface d'été détermine le passage d'une année budgétaire à une autre, une année budgétaire étant définie comme l'intervalle de temps entre la formation de deux surfaces d'été continues (pas nécessairement 365 jours).

En revanche, pour le système de dates fixes, l'année budgétaire est fixée par des dates fixes du calendrier, proches de l'année hydrologique moyenne.

Un seul système doit être utilisé pour toutes les mesures. On introduit forcément des erreurs en combinant les deux systèmes, parce que la longueur de l'année n'est pas la même dans les deux cas. Pour des raisons pratiques de terrain, c'est le système de dates fixes qui est utilisé puisqu'il n'est pas toujours possible de réaliser la mesure sur l'ensemble des glaciers surveillés juste à la fin de l'année budgétaire (c'est parfois un peu avant et l'ablation continue, ou c'est parfois un peu après, et il y a déjà de la neige fraîche sur le glacier). On essaie cependant de se rapprocher au mieux du système stratigraphique qui représente le vrai cycle budgétaire du glacier. L'intérêt de comparer les séries à long terme en les cumulant est d'atténuer les erreurs provoquées par la comparaison de glaciers qui ne seraient pas mesurés avec le même système.

I.5.2.5 erreurs de mesure

Comme toute mesure physique, la détermination du bilan de masse du glacier n'est pas exacte et des erreurs sont introduites lors de sa mesure. Ces erreurs sont de deux types : les erreurs que l'on commet à chacun des sites lorsque l'on effectue la mesure, et les erreurs correspondant au calcul du bilan une fois les mesures de terrain réalisées.

A chacune des mesures réalisées sur le glacier, certaines erreurs *systématiques* sont reproduites. Par exemple, les mesures d'accumulation nécessitent des mesures d'un profil de densité. Ce profil n'est tout d'abord jamais réalisé en continu sur toute la carotte. De plus, les diamètres et longueurs de l'échantillon n'ont que la précision du centimètre. Il faut ensuite repérer l'horizon de l'été précédent, ce qui peut être délicat si de la neige fondue a regelé en profondeur. En zone d'ablation, la surface est généralement irrégulière et la mesure de l'émergence est toujours approximée par le niveau moyen de la glace autour du pied de la balise.

Des erreurs sont également introduites dans le calcul du bilan global net du glacier. Tout d'abord parce que l'on n'évalue en général jamais l'évaporation (ni la sublimation), ni l'eau qui percole (et qui n'a pas regelé) dans les couches de neige ou de glace. Enfin, des erreurs sont introduites lors du calcul du bilan à cause des réseaux même de mesures qui ne sont pas forcément représentatifs du site étudié.

Meier et al. (1971) estiment par exemple pour l'année 1966, une erreur de 10 cm d'eau pour le bilan du glacier de South Cascade (Montagnes Rocheuses), 19 cm pour Gulkana et 34 cm

pour Wolverine (tous deux en Alaska). Dans l'ensemble, les auteurs s'accorde pour attribuer une erreur totale sur la mesure des bilans de l'ordre de 20 à 40 cm (Cogley et al. (1998), Braithwaite (1989b), Braithwaite et al. (1998)). Elle peut être inférieure dans certaines régions du monde où les bilans sont déterminés par exemple par des méthodes chimiques (cas de l'accumulation au Groenland, par exemple) (Anklin, 1994).

I.5.3 TRAITEMENTS STATISTIQUES - LE MODELE LINEAIRE DE VARIATION DU BILAN

Lorsque dans les années 1950, les mesures de bilans ont débuté sur les glaciers, elles ont connu tout d'abord une phase d'enthousiasme. L'échantillonnage de points de mesure sur chaque site était bien souvent relativement important. Etant donné le volume de travail et la logistique parfois lourde de ces mesures, le nombre de sites sur chaque glacier (mais également le nombre de glaciers) a tout logiquement diminué au fil des années. Les mesures sont bien souvent maintenant restreintes à la zone centrale du glacier.

Afin d'estimer le bilan global du glacier les différentes institutions évaluent au mieux le nombre de points jugés représentatifs de la surface.

I.5.3.1 échantillonnage des points de mesure : bilan global ou alternative ?

Vu la diversité des sites rencontrés et l'échantillonnage de points au km², le bilan global du glacier est souvent difficile à estimer par la méthode glaciologique. Evaluer des éléments de surface (ou des plages d'altitude) correspondant à un ensemble de points de mesure s'avère parfois incertain. Le bilan mesuré à une balise est-il vraiment représentatif d'une zone étendue à toute une tranche de même altitude moyenne ? Après une chute de neige par exemple, la redistribution par le vent en fonction des ondulations de surface peut faire varier la couche de neige déposée. En zone d'ablation, la fonte de la glace peut être très différente à quelques mètres de distance en fonction, par exemple, de l'épaisseur de la couverture de débris rocheux, de l'état de surface (bandes blanches ou noires), de la différence d'insolation à même altitude. Si les bilans doivent servir à étudier les comportements du glacier, il faut donc s'affranchir des perturbations locales, ce qui nécessiterait un réseau dense de balises. D'autre part, le mouvement du glacier entraîne les balises, ce qui conduit, si on veut comparer les bilans des années successives, à considérer des sites d'une certaine étendue.

C'est pourquoi, au LGGE, on préfère une alternative au calcul du bilan global du glacier par la méthode glaciologique et on a ainsi recours à une autre méthode basée sur un traitement statistique des données mesurées. Ce traitement statistique est nécessaire pour :

- donner des critères de choix pour une implantation optimale des balises
- connaître la précision du bilan total calculé pour tout le glacier

- compléter une base de données incomplète, lorsque le bilan à certaines balises n'a pas été mesuré

I.5.3.2 théorie du modèle linéaire de variation du bilan

Différents auteurs (Meier et Tangborn, 1965 ; Hoinkes, 1968 ; Kuhn, 1984 ; Funk et al., 1997) soulignent que la répartition du bilan aux différents points de mesure du glacier varie plus ou moins linéairement d'année en année en fonction de l'altitude. Par exemple, la figure I.6 présente le bilan de masse en fonction de l'altitude pour différentes années sur le glacier Wurten en Autriche.

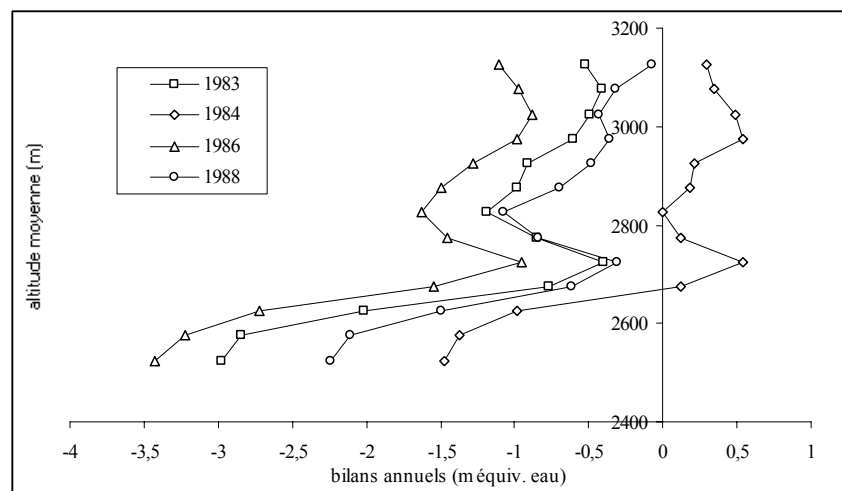


Figure I.6 : bilans de masse annuels (m équiv. en eau) de quatre années en fonction des gammes d'altitude (m) du glacier Wurten (Autriche)

Le bilan varie pratiquement de la même quantité sur toute la surface du glacier entre deux années consécutives, et les courbes $b=f(z)$ pour différentes années se déplacent parallèlement à elles-mêmes en reproduisant les mêmes caractéristiques du gradient. Le bilan semble donc fluctuer au cours du temps de la même quantité sur tout le glacier autour d'une moyenne qui elle, dépend du lieu.

C'est une telle étude sur le glacier de Saint-Sorlin qui a conduit Lliboutry (1974) à proposer un modèle de distribution du bilan sur un glacier. Le bilan $b_{i,t}$ mesuré l'année t en un point i du glacier peut être séparé en trois termes additifs (*modèle linéaire de variation du bilan à deux paramètres*) :

$$b_{i,t} = \alpha_i + \beta_t + \varepsilon_{i,t}$$

où :

α_i est un paramètre spécifique au lieu i , indépendant du temps et dépendant des caractères géographiques du site, son altitude, son orientation...

β_t est un paramètre propre à l'année t , dépendant des facteurs météorologiques. Il exprime la variation du bilan dans le temps. Il est centré sur la période de mesure T , sa moyenne est donc nulle. Il représente le signal commun pour un groupe de balises.

$\varepsilon_{i,t}$ est une variable aléatoire centrée, supposée gaussienne, indépendante de i et de t , liée aux erreurs de mesure et aux fluctuations très locales.

Quand les glaciologues calculent un bilan moyen pour tout le glacier par la méthode glaciologique, ils répartissent en réalité gains et pertes de façon linéaire sur l'ensemble du glacier. Ici, Lliboutry quantifie cette linéarisation supposée, en précisant les trois termes du modèle.

Physiquement, si la variation, du bilan avec l'altitude n'est pas linéaire sur un glacier (le bilan de masse à chaque balise est très différent pour une année à cause des caractéristiques propres à la surface) c'est la variation inter-annuelle de ce bilan dans le temps qui elle est proche d'une variation linéaire (illustration figure I.7).

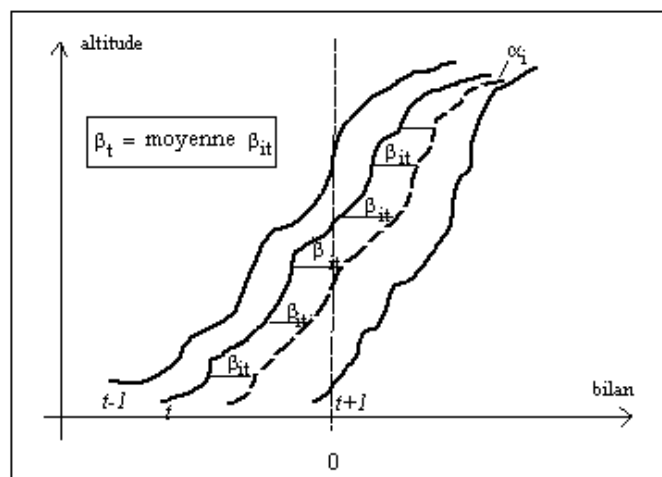


Figure I.7 : illustration de la linéarité des bilans de masse. Cas présentant le bilan en fonction de l'altitude pour différentes années t_n . α_i représente la moyenne des bilans en un point i sur les différentes années, et $\beta_{i,t}$ la variation de ce bilan par rapport à la moyenne

Il s'ensuit que α_i représente la moyenne du bilan pour une balise (la $i^{\text{ème}}$) sur la période de mesure du bilan :

$$\alpha_i = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T b_{i,t}$$

Le terme β_t représente pour une année t la différence moyenne sur les n balises (moyenne des $\beta_{i,t} = b_{i,t} - \alpha_i$) entre le bilan observé et la moyenne. C'est un bilan dit "centré" :

$$\beta_t = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (b_{i,t} - \alpha_i)$$

Les résidus $\varepsilon_{i,t}$ expriment alors la différence entre le modèle et la réalité, c'est à dire entre les $\beta_{i,t}$ et les β_t . La qualité du modèle est donnée par la variance des résidus :

$$\sigma_\varepsilon^2 = \frac{1}{TN - 1} \sum_t \sum_i \varepsilon_{i,t}^2$$

Plus le bilan du glacier suit une loi de variation linéaire, plus les courbes de bilans sont parallèles entre elles, donc plus les $\beta_{i,t}$ sont voisins. Dans ce cas, l'écart-type (ou la variance) des résidus est faible. Ainsi, l'écart-type renseigne sur l'adéquation du modèle à la réalité. Si cet écart-type est de l'ordre de grandeur de l'erreur de la mesure, alors le modèle linéaire est acceptable.

Pour caractériser les résultats du modèle, on peut utiliser un coefficient de corrélation global τ , qui s'apparente à un coefficient de corrélation entre deux séries, et qui exprime la validité globale du modèle linéaire (c'est le pourcentage de variance expliqué par le modèle) :

$$\tau^2 = \text{variance expliquée par le modèle} / \text{variance totale}$$

$$\tau^2 = \frac{n \sum_t \beta_t^2}{\sum_i \sum_t \beta_{i,t}^2}$$

I.5.3.3 intérêts du modèle linéaire

Réaliser des mesures de bilans sur un glacier est forcément limité à un nombre fini de points⁹ et il est évident que tout type d'échantillonnage introduit un biais dans la détermination du bilan global. Le modèle linéaire de variation du bilan sur un glacier est un traitement statistique qui, appliqué à un groupe de balises, ne permet pas d'obtenir directement le bilan global comme le font les méthodes classiques, mais un terme de bilan centré qui exprime la variation inter-annuelle de ce bilan, indépendamment du site de mesure. Il s'applique seulement à une partie du glacier là où les mesures sont effectivement réalisables, et une zone du glacier peut alors donner autant d'informations sur l'évolution du bilan que l'étude du glacier tout entier. En choisissant toujours les mêmes sites représentatifs, on peut espérer que ce biais reste constant dans le temps, comme le montrent a fortiori les comparaisons de bilans.

⁹ ce nombre de points est limité en fonction du but à atteindre et du respect d'une charge de travail raisonnable. Certaines zones du glacier sont dangereuses et restent inaccessibles (avalanches, crevasses...).

Ce modèle présente l'avantage de ne pas faire intervenir de surface dans le calcul des bilans centrés. Ceci est intéressant car elle n'est pas toujours connue avec précision, et la répartition de ces surfaces pour chacun des points de mesure est relativement difficile. De plus, même si elles évoluent lentement dans le temps, le calcul du bilan global du glacier par la méthode glaciologique avec les mêmes surfaces chaque année n'est pas toujours justifié.

Grâce à ces calculs, l'échantillonnage de points de mesure peut être réduit et limité au profil longitudinal central, ce qui diminue la charge de travail de terrain.

Enfin, il permet de traiter les tables de données incomplètes, en évaluant à l'aide de l'algorithme de Lliboutry les variations annuelles du bilan, par le terme de bilan centré β_t . A partir de ces données de bilans centrés et à partir de deux cartes du glacier qui donneraient la variation de volume entre deux époques t et $t+\Delta t$ (donc le terme α_i , indépendant du temps), il est toujours possible de recalculer le bilan du glacier b_t pour chaque année t .

Il existe cependant des limites au modèle linéaire appliqué à un groupe de balises. Ces domaines de validité seront discutés au cours du Chapitre III. C'est le cas lorsqu'il est appliqué à des grands glaciers comme par exemple la totalité du bassin d'Argentières (gamme d'altitude couverte par les mesures : 1800 à 3200 m). Là où les mesures sont réalisées sur une petite plage d'altitude comme à Saint-Sorlin, on observe peu d'écarts significatifs au modèle linéaire, alors que pour une grande gamme d'altitude, les fluctuations du bilan autour de la moyenne ne semblent plus suivre un modèle linéaire de variation (Vallon et al., 1998).

I.6 - CONCLUSION

Ce premier chapitre nous a permis d'introduire quelques points essentiels pour la suite de ce travail, en présentant de manière très générale les glaciers et les mesures de bilans de masse. Il révèle notamment la difficulté de la mesure du bilan et le coût de ces mesures, tant en moyen humain qu'en volume de travail. Il existe dans certains pays une longue tradition de mesure sur les glaciers. Les méthodes de collecte, les techniques de terrain et mêmes les calculs sur les données diffèrent passablement d'un pays à l'autre. L'ensemble de ces mesures variées doit cependant être pris en compte si l'on souhaite établir des relations fiables et comprendre la réponse des glaciers aux sollicitations climatiques. Ces relations statistiques, développées dans les paragraphes III, IV et V, nécessitent au préalable la collecte d'une importante base de données. Les données de bilans recueillies pour ce travail sur les différents massifs de l'hémisphère nord sont présentées et discutées dans le Chapitre II.

CHAPITRE II

INVENTAIRE DES BILANS DE MASSE DES GLACIERS ET DES CALOTTES POLAIRES DE L'HEMISPHERE NORD

II.1 - INTRODUCTION

Le bilan de masse glaciaire annuel est aujourd'hui mesuré sur un certain nombre de glaciers de différents massifs montagneux du monde (Alpes, Scandinavie, cordillère nord américaine, Andes, Antarctique, Asie...). Pour des raisons de charge de travail évidentes, il n'est pas possible de suivre tous les glaciers d'un système montagneux, et les différents organismes responsables doivent mesurer des glaciers individuels, sélectionnés le plus souvent en fonction de l'accessibilité géographique du site. Les séries de bilans sur les glaciers mesurés peuvent aller de la simple mesure (1 année de mesure, jamais renouvelée comme par exemple au Groenland) aux longues séquences de plus de 70 ans (par exemple pour le glacier d'Aletsch dans les Alpes Suisses). Les mesures d'accumulation sur les calottes polaires peuvent même dépasser 400 années de valeurs annuelles comme à Humboldt (Groenland). Evidemment, entre ces 2 extrêmes, il existe aujourd'hui tout un ensemble de suivis plus ou moins longs répartis sur les différents continents et plus particulièrement sur l'hémisphère nord auquel nous consacrons nos analyses. La majeure partie des séries de mesure sur les glaciers débutent cependant vers les années 1950 (ou plus tard), exceptées les quelques séries mesurées par la méthode hydrologique comme pour Aletsch en Suisse ou Folgeforni en Norvège (depuis 1923 pour les deux glaciers). Actuellement, le *World Glacier Monitoring Service* (WGMS), basé à Zürich (Suisse), centralise et redistribue ces informations sur la surveillance des glaciers.

Ce chapitre II est consacré à la description des séries retenues parmi l'ensemble des mesures disponibles actuellement sur les glaciers de l'hémisphère nord. Ces séries vont constituer notre base de données pour l'étude des bilans de masse. La but de cette description est

d'apporter quelques éléments quant à la nature et aux caractéristiques des séries retenues. La première partie de ce chapitre est consacrée à la description des données de bilans de masse autres que celles de la calotte du Groenland et la deuxième partie, à la présentation des données du Groenland. Cette étude plus détaillée de la calotte se justifie parce que cette compilation est actuellement la première qui rassemble les différents sites de mesure existants, aussi bien dans la région d'accumulation que dans la zone d'ablation de la calotte.

II.2 - LES GLACIERS DE L'HEMISPHERE NORD

Des glaciers sont présents sur tous les continents de l'hémisphère nord et regroupés dans les différents massifs suivants : Amérique du Nord (Cordillère, Alaska, Arctique Canadien), Scandinavie (Norvège, Suède, Svalbard), en Asie (Chine, Oural, Kirghizstan, Kazakhstan...), ou dans les Alpes. Dans les paragraphes suivants, nous ne décrivons que les séries de bilans retenues pour les analyses parmi toutes celles mesurées actuellement sur les glaciers.

Dans la littérature, quelques synthèses des mesures de bilan ont déjà été réalisées. Elles résument les caractéristiques des glaciers comme leur localisation géographique ou des commentaires sur les méthodes de mesures (par exemple les travaux de Letréguilly (1984), Dyrgerov (1997a et b) ou encore Lliboutry (1965)). Dans ce chapitre, nous ne détaillons donc pas les descriptifs des sites de mesure mais nous insistons sur les données de bilan.

II.2.1 SELECTION DES SERIES DE BILANS

Lors de notre recherche bibliographique des séries de bilans de masse, nous n'avons pas retenu les sites qui ne bénéficient que de quelques mesures. En effet, nos analyses portent sur la comparaison des différentes séries afin d'établir une représentativité spatiale et temporelle du bilan. Notre premier critère de sélection sur les données de bilan de masse porte ainsi sur leur longueur. La plupart des séries sélectionnées dépassent quinze ans de mesure. Cependant, dans certaines régions comme par exemple en Islande, limiter ces séries à quinze ans minimum reviendrait à supprimer la quasi totalité des mesures. Pour avoir une documentation de la distribution du bilan dans ces régions et pour former un plan d'étude plus diversifié, nous garderons également quelques séries plus courtes dans les régions où les séries n'atteignent que rarement la quinzaine d'années (par exemple, les 10 années de mesure sur le glacier Hofsjökull en Islande).

Dans la mesure du possible, les séries doivent également être continues sur la période de mesure si l'on veut pouvoir établir des comparaisons portant sur d'assez longues périodes entre les différentes sites. Par exemple, la Mer de Glace ne sera analysée que sur la période

1980-1999, bien que des mesures existent pour 1968 ainsi que pour la période 1973-1978. Ceci constitue notre deuxième critère de sélection qui n'est également pas toujours suivi, toujours dans un souci de diversification des données. C'est le cas par exemple pour les glaciers Baby ou White de l'Arctique Canadien, où les données ne sont pas continues. Les analyses seront alors réalisées sur différentes périodes au lieu d'une seule longue période, afin de ne pas perdre l'information contenues dans ces séries incomplètes.

Enfin, nous ne retenons que les glaciers mesurés jusqu'à aujourd'hui, c'est à dire à la fin des années 1990, et non pas l'ensemble des séries arrêtées depuis quelques années déjà. En effet, nous souhaitons que nos analyses soient les plus étendues dans le temps dans le but d'observer (ou non) des structures de distributions de bilans. Nous ferons cependant également une exception avec les deux glaciers de l'Oural Polaire Igan et Obruchev dont les séries s'arrêtent en 1981. Aucune mesure n'ayant été reprise par la suite dans cette région, ces deux sites sont les seules sources de données disponibles pour l'analyse des bilans dans ces régions.

Dans cette optique de collecte des longues séries, nous mentionnons également dans ce chapitre les reconstitutions passées du bilan disponibles dans la littérature. Même si ces mesures ne sont pas directes, elles représentent cependant une source de données importante pour l'étude des glaciers et de leur relation avec le climat.

Au total, nous avons pu établir une base de données regroupant 60 glaciers sur les différents continents de l'hémisphère nord, que nous présentons dans les paragraphes suivants.

II.2.2 SELECTION DES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Pour chacun des glaciers, nous avons cherché à retrouver les valeurs annuelles du bilan à partir des références bibliographiques originales de la littérature. Les données pour chaque glacier ne sont cependant pas toujours reportées en détail dans la littérature, et les seules publications en faisant état sont alors les données extraites des compilations "*Fluctuations of Glaciers*" du service permanent du WGMS¹. Rechercher les références bibliographiques plutôt que de faire figurer les données publiées tous les cinq ans par le WGMS se justifie car nous verrons par la suite que des différences sensibles existent parfois entre les deux sources. Lorsque pour un glacier, certaines années sont absentes de la littérature, elles sont complétées par les données du WGMS. En revanche, il existe souvent plusieurs publications traitant du même glacier. Dans la suite de ce chapitre et pour chacun des sites retenus, nous ne

¹ la plupart du temps, les données publiées dans les "*Fluctuations of Glaciers*" sont des communications personnelles des auteurs des mesures, correspondants locaux du WGMS

présenterons qu'une seule publication. Le choix d'une publication parmi celles disponibles obéit toutefois à une certaine logique :

- parmi toutes les publications disponibles pour un site, nous ne retiendrons que la plus récente, celle qui résume l'ensemble des bilans sur la période globale de mesure. Ce choix se justifie parce que la dernière référence peut reprendre le calcul des bilans annuels, par exemple à partir d'un nouveau calcul de surface. Si une telle synthèse n'existe pas, chaque période de mesure est alors référencée séparément. Nous compléterons également les données de la littérature par les séries publiées par le WGMS, en utilisant, lorsqu'elles existent, les compilations parues dans les derniers tomes (par exemple, les données du Griès sur 1986-1990 sont différentes dans les tomes VI et VII du WGMS reprenant la totalité de la série ; dans ce cas, c'est ce dernier qui est choisi)

- dans la mesure du possible, nous ferons référence à des revues internationales parce qu'elles sont souvent plus accessibles que les rapports internes des différentes institutions. Cependant, certaines séries ne sont publiées que dans ces publications internes (par exemple pour les glaciers Norvégiens) et nous utiliserons alors ces données. Dans certains cas, nous mentionnons également l'adresse de sites Internet où figurent des mesures de bilans. En effet, ces sites sont aujourd'hui, d'un accès facile (par exemple le site du "*United States Geological Survey*" (USGS) pour les données du Gulkana), ce qui n'est pas toujours le cas de certains rapports internes.

- si la dernière publication résumant les mesures propose une figure des bilans et non une table de données, nous citons cette publication mais feront également référence à d'autres publications (parfois plus anciennes) où sont présentées des tableaux de données. L'ordre de grandeur des erreurs commises sur une figure d'où l'on extrait les données est évalué à environ 5 à 10 cm d'eau. Ces différences, bien que faibles, peuvent être importantes dans des régions où les bilans annuels ainsi que ses variations sont peu marqués (dans l'Arctique par exemple).

II.2.3 PRESENTATION DES SERIES RETENUES

Les paragraphes suivants décrivent brièvement pour chacun des massifs, les glaciers retenus ainsi que quelques rapides renseignements sur les références bibliographiques ou les méthodes de mesures de terrain. Ils présentent également (lorsqu'elles existent) les différences observées entre les différentes sources (celles de notre recherche et celles du WGMS). Ces différences sont en général assez faibles (inférieures à 10 cm pour la plupart),

mais peuvent être importantes pour certains glaciers (par exemple pour Vernagtferner (Autriche), où les différences atteignent 80 cm d'eau en 1982).

Les différents glaciers sont regroupés dans cinq régions principales : les Alpes, la Scandinavie, la côte nord américaine, la région arctique et la région asiatique. Pour chacune des régions analysées, une carte globale du massif situe tout d'abord les glaciers retenus. Les mesures sont ensuite résumées dans deux tableaux. Le premier présente les caractéristiques générales des glaciers, notamment la période de mesure et les références bibliographiques utilisées pour constituer les séries de bilans. Dans le second sont résumées les données de bilans année par année de chacun des glaciers.

II.2.4 LES GLACIERS DES ALPES

II.2.4.1 situation géographique

Les glaciers de la chaîne alpine sont répartis d'ouest en est sur quatre pays : France, Suisse, Italie et Autriche². Pour notre étude, nous retenons les mesures des 15 glaciers présentés sur la figure II.1.

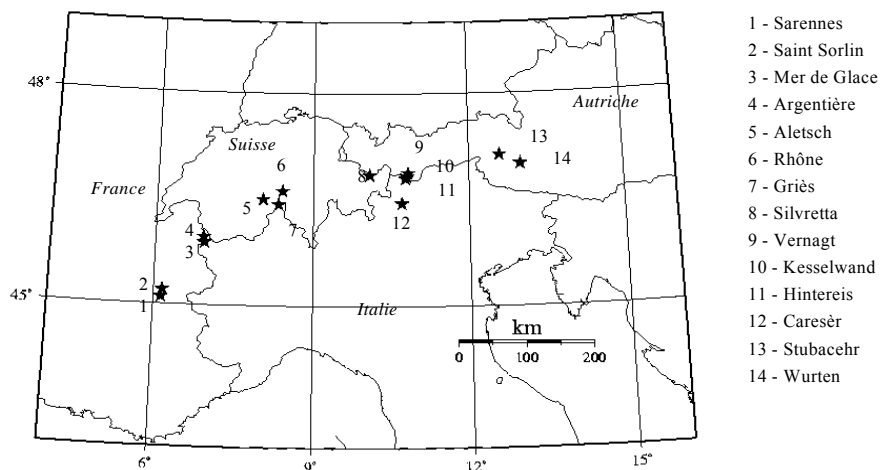


Figure II.1 : localisation géographique des glaciers des Alpes retenus pour cette étude

Quatre glaciers sont situés en France (Sarennes (petit glacier de 0.5 km²), Saint-Sorlin, Mer de Glace et Argentière (deux grands glaciers de vallée)), cinq en Suisse (glaciers d'Aletsch (le plus grand des Alpes avec une langue glaciaire de 23 km), de Clariden (névé en zone

² aucun des glaciers allemands (comme Schneeferner) ne sera retenu parce que les séries de bilans sont trop courtes

d'accumulation), du Rhône, de Griès, et de Silvretta), puis cinq glaciers autrichiens (Hintereisferner, Kesselwandferner (très proches l'un de l'autre), Stubacher Sonnbliekees, Wurten et Vernagtferner), enfin, en Italie où se situe le glacier Carèser. Les séries des glaciers des Alpes sont maintenant assez étendues avec plus de vingt-cinq ans de mesure, excepté pour des glaciers comme Wurten mesuré depuis 15 ans.

II.2.4.2 méthodes de mesure

A l'exception du glacier d'Aletsch dont les bilans annuels sont des reconstitutions à partir de la méthode hydrologique basée sur les débits mesurés du torrent émissaire *La Massa*, les autres glaciers sont mesurés à l'aide de balises et de carottages. Le nombre de balises varie, avec 5 balises pour le petit glacier de Sarennes, à plus de 30 balises sur Vernagt (pour les deux années 1996 et 1997, Haeberli et al. (1999)).

La plupart des bilans globaux des glaciers sont ensuite estimés par la méthode glaciologique, à l'exception des deux grands glaciers français Mer de Glace ou Argentière et du glacier de Saint-Sorlin. Pour les deux grands glaciers, nous ne disposons que du bilan centré issu du modèle linéaire car les mesures ne sont réalisées que sur une partie de ces glaciers. Sur Argentière, ce bilan centré est donné pour chacun des quatre profils mesurés sur le glacier (profil 4, 5 et 7), tandis que pour la Mer de glace, le bilan centré est calculé au niveau du glacier du Tacul vers 2200 m d'altitude³. Pour Saint-Sorlin, le bilan global est estimé à partir du bilan centré et grâce à la connaissance supplémentaire des variations de volume tirées des restitutions photogrammétriques aériennes.

Sur le glacier du Griès, la méthode traditionnelle est utilisée de 1962 à 1984, puis un modèle linéaire sur 1984-1994 (Funk et al., 1997).

Pour le névé de Clariden situé en zone d'accumulation, nous avons estimé le bilan annuel comme la moyenne du bilan des deux balises dont nous disposons. Cette méthode se rapproche le plus de la méthode glaciologique.

Pour le glacier du Stubacher, le bilan n'a pas été mesuré en 1990. Pour les analyses, nous avons remplacé cette valeur par la moyenne de la série. Les bilans pour les années 1959-1963 et 1981-1988 sont des calculs réalisés à partir de régressions basées sur les relations entre différents paramètres des 17 années de mesure (1967-1980) et des cartes du glacier pendant les périodes non mesurées (Slupetsky, 1989).

Quelques reconstitutions courtes de bilans passés, à l'aide de données de stations météorologiques proches, ont été réalisées par Günther (1982) ou Kraul (1992). Ces

³ grâce à la photogrammétrie aérienne, il est possible de calculer la variation de volume de la langue de la Mer de Glace et de donner ainsi une valeur de bilan moyen de - 4 m (le terme α_i du modèle linéaire) sur la période 1980-1998 pour reconstituer ainsi un bilan global du Tacul

reconstitutions ne dépassent pas 29 ans (sur Vernagtferner). Nous les avons donc placées dans le tableau des mesures II.3. En revanche, quelques longues reconstitutions de bilans sont également disponibles, comme sur le glacier de Sarennes (Martin (1974 et 1977) à l'aide des données de Lyon) ou sur le glacier du Rhône (Chen et Funk (1990) à l'aide des données de Reckingen et Andermatt). Pour plus de clarté, l'ensemble des séries de bilans reconstituées (dans chacun des massifs) figurent dans un tableau supplémentaire à la fin de la présentation des différents massifs (tableau II.15).

II.2.4.3 références bibliographiques

En France, les mesures ont été essentiellement rassemblées par des communications personnelles (comme pour Sarennes), ainsi que dans des rapports internes puisque c'est le LGGE qui réalise les mesures sur les glaciers français autres que Sarennes.

Pour les glaciers suisses, les données sont regroupées dans les annuaires des "*Variations des glaciers Suisses*" ou dans la revue "*les Alpes*" du Club Alpin Suisse (lorsque la précédente n'est pas disponible).

Pour les autres glaciers, il s'agit bien souvent de publications internationales ainsi que de quelques communications personnelles.

II.2.4.4 différences entre les diverses sources de bilans

Dans ce paragraphe, nous présentons les différences de bilans entre les publications de la littérature et les données publiées par le WGMS.

Pour les glaciers du Griès, du Kesselwand, du Carèser, et de l'Hintereis, nous ne relevons aucune différence des valeurs de bilan. Pour les autres glaciers, les différences sont présentées dans le tableau II.1.

<i>glacier</i>	<i>années</i>	<i>publication</i>	<i>WGMS</i>
Sarennes	1973	-0.87	-0.67
	1983	0.07	0.1
	1985	-1.21	-1.37
Aletsch	1986	-0.05	-0.152
	1987	0.17	0.04
	1991	-0.54	-0.616
Silvretta	1987	-0.21	-0.37
Stubacher	1982	-1.282	-1.37

Tableau II.1 : différences de bilans annuels des glaciers alpins, entre les données du WGMS et celles de la littérature (mètres d'eau). Les auteurs des publications pour chacun des glaciers sont présentés dans le tableau II.2

Pour le glacier de Silvretta, nous observons une différence de l'ordre de 0 à 5 cm sur toute la série, la plus importante étant pour 1987 (13 cm d'eau⁴).

Pour Vernagtferner, des différences importantes existent sur toute la période de mesure, atteignant même 80 cm d'eau en 1982. La corrélation entre les deux séries sur 1967-1997 ne dépasse d'ailleurs pas 0.68. On présentera dans le tableau des données les deux séries de mesure.

Enfin, pour Saint-Sorlin, une différence de plus de 10 m dans le cumul des bilans apparaît entre les deux séries de Vincent (communication personnelle) et celle du WGMS. Cette dernière n'étant pas correcte d'après les auteurs des mesures, nous ne conservons que la série de Vincent.

II.2.4.5 présentation des données

Toutes les références utilisées pour constituer la base de données des bilan des Alpes et les caractéristiques générales des différents glaciers disponibles sont résumées dans le tableau II.2. Les données de bilans annuelles sont présentées dans le tableau suivant II.3.

⁴ on utilisera souvent l'abréviation m eqe ou mètres d'eau pour mètres équivalent en eau. Idem en cm d'eau

pays	glacier	code	lat.	long	période	références		
						méthode	période	auteur
F R A N C E	Sarennes	F00029	45°07' N	6°10' E	1882-1999	rec. météo	1882-1948	Martin (1977)
						b. glac.	1949-1993	Valla (1995)
						b. glac.	1994-1996	Six (1997)
						b. glac.	1997-1999	Valla (2000)
Saint-Sorlin	F00015	45°11' N	6°10' E	1958-1999	b. cal.mod. lin.	1958-1999	Vincent (com. pers.)	
Mer de Glace	F00003	45°53' N	6°56' E	1964-1999	bilans centrés	1980-1996	Vincent (com. pers.)	
Argentières	F00002	45°58' N	6°56' E	1976-1999	beta t/nprofil	1976-1998	Vincent (com. pers.)	
S U I S S E	Aletsch	CH00005	46°30' N	8°02' E	1923-1997	b. hydr. rec	1923-1963	FOG 1 Kasser (1967)
						b. hydr. rec	1964-1975	Kasser (1976)
						b. hydr. rec	1976	Kasser (1979)
						b. hydr. rec	1977-1978	Kasser (1986)
						b. hydr. rec	1979-1991	Aellen (1988-91-92a,b-93-94)
b. hydr. rec	1992-1993	Herren (1998)						
b. hydr. rec	1994-1995	Herren (1999a)						
b. hydr. rec	1996-1997	Herren (1999b)						
Silvretta	CH00090	46°51' N	10°05' E	1950-1997	rec. météo	1950-1959	Günther (1982)	
					b. glac.	1960-1992	Aellen (1995b) fig.	
					b. glac.	1960-1963	FOG 7 Haerberli (1998)	
					b. glac.	1964-1975	Kasser (1976)	
					b. glac.	1976	Kasser (1979)	
b. glac.	1977-1978	Kasser (1986)						
b. glac.	1979-1991	Aellen (1988-1991-92a,b-93-94)						
b. glac.	1992-1993	Herren (1998)						
b. glac.	1994-1995	Herren (1999a)						
b. glac.	1996-1997	Herren (1999b)						
Gries (Aegina)	CH00003	46°26' N	8°20' E	1950-1997	rec. météo	1950-1961	Günther (1982)	
					b. glac.	1962-1994	Funk (1997)	
					b. glac.	1995	Herren (1999a)	
					b. glac.	1996-1997	Herren (1999b)	
					mes.	1885-09	Chen et al. (1990)	
Rhone	CH00001	46°37' N	8°24' E	1885-1987	rec. météo	1910-1979	Chen et al. (1990)	
					mes.	1980-1982	Chen et al. (1990)	
					mes.	1983-1987	Chen et al. (1990)	
					2 bal.	1915-1984	Müller et al. (1991)	
Clariden				1915-1997		1985-1991	Aellen (1992a,b,1993,1994)	
						1992-1997	Herren (1995, 1999a,b)	
A U T R I C H E	Stubacher	A0601A	47°08' N	12°36' E	1950-1997	rec. météo	1950-1958	Günther (1982)
						calcul regr.	1959-1963	Slupetsky (1989)
						b. glac.	1964-1980	Slupetsky (1989)
						calcul regr.	1981-1988	Slupetsky (1989)
			1989	FOG 6 Haerberli (1993)				
			1991-1995	FOG 7 Haerberli (1998)				
		1996-1997	Bull n°5 Haerberli (1999)					
		1998	WGMS web					
Vernagtferner	A00211	46°53' N	10°49' E	1935-1998	rec. météo	1935-1964	Kraul (1992) fig.	
					b. glac.	1965-1992	Reinwarth (1993) fig. cum.	
					b. glac.	1964-1975	Kasser (1976)	
					b. glac.	1976-1991	Kraul (1992) fig.	
b. glac.	1976-1998	Escher-Vetter (com.pers.)						
Kesselwand	A00226	46°50' N	10°48' E	1960-1997	b. glac.	1960-1965	FOG 1 Kasser (1967)	
					b. glac.	1964-1968	Kasser (1976)	
					b. glac.	1969-1975	Markl (1975)	
					b. glac.	1976-1977	Markl (1979)	
					b. glac.	1978-1981	Markl (1982)	
					b. glac.	1982-1985	FOG 5 haerberli (1988)	
					b. glac.	1986-1990	FOG 6 Haerberli (1993)	
					b. glac.	1991-1995	FOG 7 Haerberli (1998)	
b. glac.	1996-1997	Bull n°5 Haerberli (1999)						
		1998	WGMS web					
Hintereisferner	A00209	46°48' N	10°46' E	1935-1997	rec. arbres	1356-1988	Nicolussi (1994) fig. cum.	
					rec. meteo	1935-1977	Steinacker (1979)	
					rec. meteo	1935-1952	Günther (1982)	
					b. glac. fixe	1953-1997	Kuhn (1999)	
		1998	WGMS web					
Wurten	A00804	47°02' N	13°00' E	1983-1997	b. glac.	1983-1990	FOG 7 Haerberli (1998)	
					b. glac.	1991-1995	FOG 7 Haerberli (1998)	
					b. glac.	1996-1997	Bull n°5 Haerberli (1999)	
					b. glac.	1998	WGMS web	
It.	Careser	100701	46°27' N	10°42' E	1967-1999	b. glac.	1965-1993	Zanon (1995) fig.
							1967-1991	Zanon (1992)
							1992-1998	Rossi (com. pers.)

Tableau II.2 : principales caractéristiques des glaciers retenus et références utilisées pour la constitution du tableau des bilans de masse des Alpes. Les abréviations utilisées dans ce tableau sont : b. glac. pour bilan calculé par la méthode glaciologique, rec. météo pour reconstitutions de bilans à partir de données météorologiques, b. hydro pour bilan calculé par la méthode hydrologique, calcul regr. pour bilan calculé par une méthode de régression, bil. cent. pour bilans centrés. Le site Internet du WGMS est référencé à la lettre W de la bibliographie. Le sigle FOG signifie "Fluctuations of Glaciers", volumes publiés tous les 5 ans par le WGMS. Bull n°5 est l'un des bulletins publié également par le WGMS tous les 2 ans, en complément de leurs volumes publiés tous les 5 ans

II.2.5 LES GLACIERS SCANDINAVES

II.2.5.1 situation géographique

Les neuf glaciers retenus sont répartis sur la Norvège et la Suède⁵. Ces glaciers forment deux groupes : un premier ensemble de sites très voisins situés au sud de la Norvège (glaciers Hellstugubreen, Gråsubreen, Nigardsbreen, Ålfotbreen, Hardangerjokulen et Storbreen) et un deuxième ensemble constitué des glaciers Storglaciaren, Rabots, Riukojetna (les trois glaciers suédois) et Engabreen (Norvège). Ce deuxième groupe se situe au nord des deux pays et est assez éloigné du premier. La figure II.2 illustre cette répartition géographique des glaciers scandinaves.

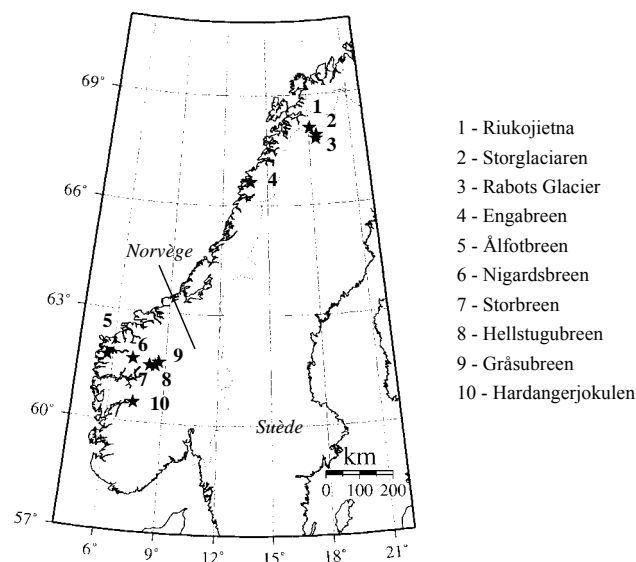


Figure II.2 : localisation géographique des glaciers scandinaves étudiés

Sur les longues séries mesurées en Scandinavie, seul le glacier Folgefoni n'a pas été retenu parce que sa série s'arrête en 1981. En revanche, les glaciers suédois Rabots et Riukojetna couvrent maintenant quinze années de mesure et sont donc inclus dans notre analyse.

II.2.5.2 références bibliographiques

Les données des glaciers norvégiens sont accessibles dans une revue publiée régulièrement par l'institut norvégien d'hydroélectricité intitulée "*Norges Vassdrags-og Energiverk*" (NVE). L'un des derniers rapports publié en 1998 (Kjøllmoen, 1998) reprend l'ensemble des données

⁵ il existe aussi trois autres glaciers norvégiens qui se situent au Svalbard, le Middre Lovénbreen, le Austre Brøggerbreen, et le Kongsvegen. Ils seront décrits dans la partie "les glaciers Arctiques"

sur la période totale de mesure pour les différents glaciers⁶. Le tableau de références des glaciers Norvégiens est donc extrêmement simplifié. Pour les glaciers suédois, nous avons pu rassembler quelques publications complétées par les données publiées par le WGMS.

II.2.5.3 différences entre les diverses sources de bilans

Pour les glaciers Norvégiens, les données de la littérature sont généralement en accord avec celles du WGMS (c'est le cas des glaciers Storbreen, Gråsubreen, Hellstugubreen et Engabreen). Pour les autres glaciers, les différences sont résumées ci-dessous (tableau II.4) :

<i>glacier</i>	<i>années</i>	<i>publication</i>	<i>WGMS</i>
Ålfotbreen	1980	-0.61	-0.82
Nigardsbreen	1985	-0.22	-0.1
	1997	0.04	0.47
Hardangerjokulen	1963	-1.4	-1.1
	1964	0.54	0.44
	1985	-0.52	-0.4
	1988	-1.15	-1.52
	1992	1.99	1.79
Rabots	1987	0.3	0.22

Tableau II.4 : différences de bilans annuels des glaciers scandinaves, entre les données du WGMS et celles de la littérature (m équiv. eau)

Les différences entre les deux sources sont peu nombreuses. Elles peuvent cependant atteindre 45 cm d'eau environ pour le glacier Nigardsbreen en 1997.

II.2.5.4 présentation des données

Comme précédemment, 2 tableaux (II.5 et II.6) donnent les références bibliographiques des données et les valeurs annuelles de bilans.

⁶ l'année de bilan 1999 parue dans Kjølmoen (2000) pour l'ensemble des glaciers norvégiens figure dans ce tableau, mais les données ne seront pas prises en compte dans les chapitres d'analyse parce que ce rapport ne nous est parvenu que tardivement

pays	nom du	code du	latitude	longitude	période	références		
						méthode	période	auteur
S u è d e	Storglaciaren	S00788	67°54'N	18°33'E	1946-1998	b. glac.	1946-1995 1996-1997 1998	Holmlund (1996) Bull n°5 Haeberli (1999) WGMS web
	Rabots GL	S00785	67°54'N	18°33'E	1982-1998	b.glac.	1982-1995 1982-1988 1986-1990 1991-1995 1996-1997 1998	Holmlund (1996) fig. Stroeven (1990) FOG 6 Haeberli (1993) FOG 7 Haeberli (1998) Bull n°5 Haeberli (1999) WGMS web
	Riukojietna	S00790	68°05'N	18°05'E	1986-1998		1986-1990 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 6 Haeberli (1993) FOG 7 Haeberli (1998) Bull n°5 Haeberli (1999) WGMS web
N o r v è g e	Storbreen	N00541	61°34'N	8°08'E	1949-1999	b. glac. strati	1949-1997 1998 1999	Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)
	Aalføtbreen	N36204	61°45'N	5°39'E	1950-1999	rec. Météo b. glac. strati	1950-1962 1963-1997 1998 1999	Günther (1982) Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)
	Graasubreen	N00547	61°39'N	8°36'E	1962-1999	b. glac. strati	1962-1997 1998 1999	Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)
	Engabreen	N67011	66°39'N	13°51'E	1970-1999	b. glac. strati	1970-1997 1998 1999	Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)
	Hardangerjokulen	N22303	60°32'N	7°22'E	1963-1999	b. glac. strati	1963-1997 1998 1999	Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)
	Hellstugubreen	N00511	61°34'N	8°26'E	1962-1999	b. glac. strati	1962-1997 1998 1999	Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)
	Nigardsbreen	N31014	61°43'N	7°08'E	1962-1999	b. glac. strati	1996-1997 1998 1999	Kjollmoen (1998) Kjollmoen (1999) Kjollmoen (2000)

Tableau II.5 : principales caractéristiques des glaciers et références utilisées pour la constitution du tableau des bilans de masse en Scandinavie. L'abréviation b. glac. strati signifie un bilan glaciologique avec référence au système stratigraphique. Le site Internet du WGMS est référencé à la lettre W de la bibliographie

	Storglaciaren	Storbreen	Aalfotbreen	Graasubreen	Hellstugubr	Nigardsbreen	Hardangerjok	Engabreen	Rabots	Riukojietna
1946	-1,13									
1947	-2,07									
1948	0									
1949	0,91	0,2								
1950	-1,29	-0,29	<i>0,09</i>							
1951	-0,64	-0,54	<i>-1,42</i>							
1952	-0,16	0,31	<i>1,49</i>							
1953	-0,8	-0,85	<i>-0,95</i>							
1954	-0,97	-0,77	<i>-0,2</i>							
1955	-0,16	-0,49	<i>-0,16</i>							
1956	-0,48	-0,17	<i>0,26</i>							
1957	-0,33	0,05	<i>1,76</i>							
1958	-0,65	-0,08	<i>0,52</i>							
1959	-0,97	-1,28	<i>-0,87</i>							
1960	-1,61	-1,09	<i>-2,35</i>							
1961	-1,09	-0,52	<i>-0,64</i>							
1962	0,33	0,72	<i>0,64</i>	0,77	0,78	2,25				
1963	-0,2	-1,18	<i>-1,1</i>	-0,71	-0,98	-0,22	-1,4			
1964	0,48	0,21	<i>0,28</i>	-0,32	-0,12	0,95	0,54			
1965	0,41	0,34	<i>0,48</i>	0,41	0,52	0,91	0,51			
1966	-0,53	-0,61	<i>-1,61</i>	-0,29	-0,67	-0,92	-0,64			
1967	-0,23	0,72	<i>1,28</i>	0,71	0,55	2,16	1,19			
1968	-0,1	0,05	<i>0,95</i>	-0,08	-0,11	0,22	0,53			
1969	-1,04	-1,42	<i>-2,17</i>	-1,3	-1,28	-1,31	-1,9			
1970	-1,52	-0,72	<i>-1,23</i>	-0,66	-1	-0,56	-0,6	-0,99		
1971	-0,19	0,18	<i>0,94</i>	-0,47	-0,13	0,82	0,74			
1972	-1,05	-0,31	<i>0,11</i>	-0,64	-0,49	-0,14	-0,08	-0,07		
1973	0,05	0,08	<i>2,18</i>	-0,89	-0,21	1,1	0,83	2,72		
1974	-0,34	0,24	<i>1,03</i>	0,34	0,24	0,48	0,41	0,8		
1975	1,17	-0,15	<i>1,21</i>	-0,95	-0,36	0,27	0,15	1,61		
1976	0,27	-0,09	<i>1,53</i>	-1	-0,73	0,4	0,15	2,41		
1977	0,2	-0,54	<i>-0,56</i>	-0,39	-0,72	-0,77	-0,72	0,88		
1978	-0,08	-0,44	<i>-0,51</i>	-0,22	-0,54	-0,13	-0,3	-0,51		
1979	-0,22	0,1	<i>-0,13</i>	0,04	-0,02	0,71	0,3	0,42		
1980	-1,19	-1,31	<i>-0,61</i>	-0,89	-1,24	-1,22	-1,4	-0,5		
1981	-0,2	-0,1	<i>0,22</i>	-0,19	-0,33	0,31	0,85	0,98		
1982	0,26	-0,47	<i>-0,13</i>	-0,51	-0,35	-0,42	-0,7	0,84	-0,06	
1983	0,28	0,2	<i>1,6</i>	-0,05	0,17	1,09	1,7	1,06	-0,11	
1984	0,12	-0,3	<i>1,32</i>	-0,37	-0,51	0,34	-0,1	1,05	-0,51	
1985	-0,72	-0,4	<i>-0,56</i>	0	-0,29	-0,22	-0,52	-0,9	-1,3	
1986	-0,06	-0,32	<i>-0,41</i>	-0,76	-0,49	-0,1	-0,1	0,25	-0,2	-0,54
1987	0,47	0,32	<i>2,07</i>	0,72	0,45	1,48	0,94	0,94	0,3	-0,26
1988	-0,84	-0,95	<i>-2,48</i>	-0,58	-1,04	-0,89	-1,15	-1,79	-1,05	-0,91
1989	1,24	1,2	<i>2,27</i>	0,45	0,72	3,2	2,11	3,17	0,615	0,89
1990	0,59	1,25	<i>1,8</i>	0,73	0,66	1,77	1,93	0,85	-0,038	0,21
1991	0,17	-0,15	<i>0,79</i>	-0,52	-0,45	0,2	-0,09	0,69	-0,202	0,08
1992	0,88	0,08	<i>2,29</i>	-0,1	0,14	1,6	1,99	2,34	0,11	0,586
1993	1	0,75	<i>2,07</i>	0,42	0,3	1,85	1,91	1,04	0,51	0,35
1994	-0,37	-0,25	<i>0,79</i>	0	0,07	0,56	0,16	0,42	-0,1	-0,295
1995	0,7	-0,16	<i>1,2</i>	-0,11	-0,12	1,19	0,3	1,74	0,08	0,253
1996	-0,36	-1,03	<i>-1,88</i>	-0,45	-0,74	-0,41	-1,11	0,83	-0,47	-0,06
1997	-0,63	-1,03	<i>0,08</i>	-1,69	-1,65	0,04	-0,47	1,22	-0,14	-0,98
1998	-0,52	0,22	<i>0,11</i>	0,11	-0,02	0,97	0,69	0,21	-0,47	-0,91
1999		-0,24	<i>0,06</i>	-0,39	-0,42	0,17	0,05	-0,03		

Tableau II.6 : bilans de masse glaciaires de 9 glaciers Scandinaves (m. équiv. eau). Les données reconstituées de Ålfotbreen sont en italique

II.2.6 LES GLACIERS NORD-AMERICAINS

II.2.6.1 situation géographique

Les glaciers du nord-ouest de l'Amérique s'étendent le long d'une chaîne de montagnes connue sous le nom de "*Cordillère Nord Américaine*". La partie ouest de cette chaîne est appelée le système montagneux Pacifique et la partie est, le système des montagnes Rocheuses. Nous retenons 15 glaciers aux Etats-Unis et au Canada que nous avons représentés sur la figure II.3.

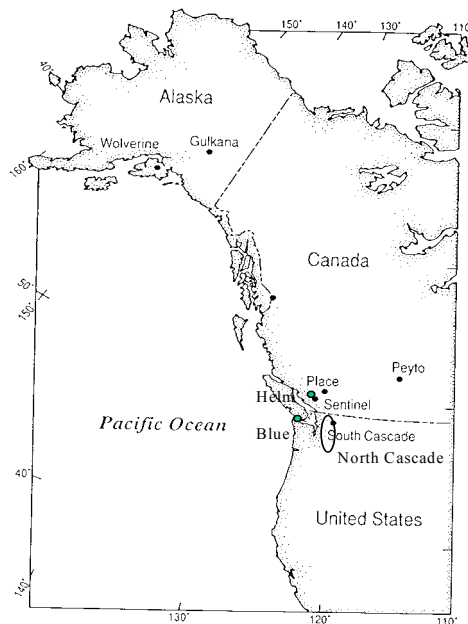


Figure II.3 : localisation géographique des glaciers américains étudiés. En partie d'après Walters et Meier (1989)

Aux Etats-Unis, deux glaciers sont suivis dans la chaîne du North Cascade : South Cascade et Blue⁷. La mesure sur ces sites a débuté vers 1966, comme contribution des Etats-Unis à la *Décennie Hydrologique Internationale*. Il existe également un ensemble de 9 glaciers assez proches dans cette même chaîne du North Cascade, mesurés sur la période relativement courte 1984-1994 (sauf le glacier de Spider sur 1984-1993).

Au Canada, les 4 glaciers retenus font partie d'un profil qui s'étend de l'océan Pacifique jusqu'aux montagnes Rocheuses (glaciers de Peyto, Place, Helm et Sentinel)⁸. Les glaciers sont suivis par le "*National Hydrological Research Institute*" (NHRI).

II.2.6.2 méthodes de mesure

⁷ les glaciers américains d'Alaska, Gulkana et Woverine, sont traités dans la partie "les glaciers de l'Arctique"

⁸ les glaciers polaires canadien sont également traités dans la partie "les glaciers de l'Arctique"

Au South Cascade, les bilans sur 1959-1982 sont déterminés par la méthode glaciologique stratigraphique avec 10 points environ au km², tandis que de 1983 à 1985 le bilan n'est mesuré qu'en un seul point et une régression est utilisée entre les années précédentes et le bilan en ce point. Cependant, pour les années suivantes, nous n'avons pas pu trouver de références expliquant la méthode dite *d'indice de grille* par laquelle les bilans ont été calculés. Une reconstitution des bilans de ce glacier à l'aide de données météorologiques existe également sur la période 1884-1958 (Tangborn, 1980).

Les données annuelles du glacier Blue sur la période 1956-86 sont des mesures de balises et de sondages de la neige restante en zone d'accu en utilisant un système de date fixes. Ces données sont comparées avec une méthode de reconstitution de bilans à partir des cartes topographiques et des mesures d'altimétrie laser réalisées en 1939, 1952, 1957, 1987 et 1996. De 1987 à 1997, les bilans sont estimés à partir de la régression établies sur 27 ans entre les bilans et la ligne d'équilibre. Les années 1976 et 1978 sont des estimations, d'après Armstrong (1989).

Tous les autres glaciers sont mesurés annuellement par la méthode glaciologique stratigraphique. Un certain nombre de séries ont été interrompues, souvent pour des raisons de logistiques, comme par exemple pour Peyto ou Helm. Malgré un nombre important de glaciers sur cette région nord ouest américaine, les mesures de bilan sont donc peu nombreuses.

II.2.6.3 références bibliographiques

Les données canadiennes sont assez difficiles à obtenir car elles n'apparaissent le plus souvent que dans les rapports internes du NHRI. Les données des Etats-Unis sont également publiées dans des rapports internes mais il existe actuellement un site Internet (du USGS) diffusant des données pour South Cascade (ce site est référencé à la lettre U dans la bibliographie).

Enfin, très peu de références récentes résument l'ensemble des données et nous avons été amenés dans bien des cas à nous reporter aux données du WGMS.

II.2.6.4 différences entre les diverses sources

Pour South Cascade, les différences entre les données publiées et celles du WGMS ne dépassent jamais 10 cm, valeur la plus importante relevée en 1970. Nous travaillerons donc avec les données publiées de la littérature.

Pour Place et les autres glaciers du North Cascade, on n'observe pas de différences dans les séries de mesure.

Pour les autres glaciers, les différences sont résumées dans le tableau II.7.

<i>glaciers</i>	<i>années</i>	<i>publication</i>	<i>WGMS</i>
Blue	1974	2.24	2.4
Sentinel	1987	0.15	0.098
	1988	0.45	0.367
Peyto	1966	0.15	-0.11
	1967	0.01	-0.8
	1968	0.35	-0.2
	1969	-0.4	-0.65
	1970	-1.7	-1.4
Helm	1988	-0.15	-0.55

Tableau II.7 : différences de bilans annuels des glaciers américains, entre les données du WGMS et celles de la littérature (m équiv. eau)

Pour le glacier Candien Peyto, les cinq premières années de la série de Young (1981) diffèrent totalement des données du WGMS. Comme la série de Young est de toute façon relativement courte, nous travaillerons avec les données du WGMS. Pour les autres glaciers de ce tableau, nous utilisons les données de la littérature dans les analyses.

II.2.6.5 présentation des données

Les tableaux II.8 et II.9 résument les références et les données de bilans des glaciers nord américains.

pays	nom	code	lat.	long.	période	références		
						méthode	période	auteur
E t a t s - U n i s	South Cascade (N. Casc. Mtns)	US02013	48°22'N	121°03'W	1884-1998	rec. prec T° b. glac. strati b. glac. strati reg. grille	1884-1958 1953-1958 1959-1969 1970-1982 1983-1985 1970-1997 1998	Tangborn (1980) FOG 1 Kasser (1967) USGS web Krimmel (1999) Krimmel (1999) Krimmel (1999) WGMS web
	Columbia (N. Casc. Mtns)	US02057	47°58'N	121°21'W	1984-1994	b. glac.	1978 1984-1994	FOG 4 Haerberli (1985) Pelto (1996)
	Daniels (N. Casc. Mtns)	US02052	47°34'N	121°10'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Foss (N. Casc. Mtns)	US02053	47°33'N	121°12'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Ice Worm (N. Casc. Mtns)	US02054	47°33'N	121°10'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Lower Curtis (N. Casc. Mtns)	US02055	48°50'N	121°37'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Yamning (N. Casc. Mtns)	US02050	48°27'N	121°02'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Rainbow (N. Casc. Mtns)	US02003	48°48'N	121°46'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Spider (N. Casc. Mtns)		48°09'N (carte)	120°52'W	1984-1993	b. glac.	1984-1993	Pelto (1996)
	Lynch (N. Casc. Mtns)	US02056	47°34'N	121°11'W	1984-1994	b. glac.	1984-1994	Pelto (1996)
	Blue (Olympic Mtns)	US02126	47°49'N	123°41'W	1956-1997	b. glac. rec. ELA	1956-1986 1987-1997	Conway (1999) Conway (1999)
C a n a d a	Place (Côte)	CD01660	50°26'N	122°36'W	1965-1998	b. glac. strati	1965-1988 1989-1990 1991-1995 1996-1997 1998	Schmok (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 FOG Haerberli (1999) WGMS web
	Sentinel (Côte)	CD01915	49°54'N	122°59'W	1966-1989	b. glac. strati	1966-1988 1989	Schmok (1988) FOG 6 Haerberli (1993)
	Peyto (Rocheuses) (Rocheuses)	CD01640	51°41'N	116°32'W	1966-1998 (trous) (trous)		1965 1966-1978 1979-1980 1981-1985 1986-1990 1993-1995 1996-1997 1998	FOG 1 Kasser (1967) Young (1981) FOG 4 Haerberli (1985) FOG 5 haerberli (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 FOG Haerberli (1999) WGMS web
	Helm (Côte)	CD00855	49°58'N	123°00'W	1976-1998	b. glac. strati	1976-1980 1982-1984 1985-1988 1989-1990 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 4 Haerberli (1985) FOG 5 haerberli (1988) Schmok (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 FOG Haerberli (1999) WGMS web

Tableau II.8 : principales caractéristiques des glaciers et références utilisées pour la constitution du tableau des bilans de masse des états d'Amérique du nord-ouest (N. Casc. Mtns. = North Cascade Mountains). Les sites Internet USGS et WMGS sont référencés aux lettres U et W de la bibliographie

	Sh Cas	Blue	Place	Sentinel	Peyto	Helm	Colum	Daniels	Foss	IceWorm	L Curtis	Lynch	Rainbow	Yamning	Spider
1953	-0,6														
1954															
1955	0,3														
1956	0,2	1,39													
1957	-0,2	(-1.1)													
1958	-3,3	-1,66													
1959	0,7	-0,06													
1960	-0,5	-0,04													
1961	-1,1	0,71													
1962	0,2	0,45													
1963	-1,3	-0,34													
1964	1,2	0,87													
1965	-0,17	-0,32	-0,65		0,089										
1966	-1,03	0,58	0,11	0,15	-0,11										
1967	-0,63	0,58	-1,21	-0,18	-0,8										
1968	0,01	0,27	-0,13	0,38	-0,2										
1969	-0,73	0,95	-0,21	0,12	-0,65										
1970	-1,2	-0,15	-1,51	-1,3	-1,4										
1971	0,6	1,39	-0,34	0,57	-0,41										
1972	1,43	0,64	-0,34	0,26	-0,25										
1973	-1,04	0,1	-0,3	0,78	0,43										
1974	1,02	2,24	0,56	2,11	0,24										
1975	-0,05	0,91	-0,24	0,88	-0,57										
1976	0,95	(-1.66)	0,84	1,47	0,64	0,568									
1977	-1,3	(-1.0)	-1,23	-1,33	-0,21	-1,464									
1978	-0,38	(+0.75)	-0,43	0,36	-1,05	-0,783	0,36								
1979	-1,56	-0,91	-2,21	-1,74	-0,81	-2,301									
1980	-1,02	-1,37	-0,92	0,27	-0,58	-0,944									
1981	-0,84	-1,07	-1,09	0,17	-1,13										
1982	0,08	0,99	-0,75	0,86	-0,565	-0,34									
1983	-0,77	1,58	-0,44	1,2	-0,389	-0,21									
1984	0,12	0,73	-0,34	0,85	-0,58	-0,32	0,21	0,11	0,51	0,86	0,39	0,33	0,58	0,09	1,12
1985	-1,2	0,66	-1,88	-0,84	-0,81	-1,73	-0,31	-0,51	-0,69	-0,75	-0,16	-0,22	0,04	-0,23	-0,63
1986	-0,71	-0,68	-1,31	-0,32	-0,47	-1,33	-0,2	-0,36	0,12	-0,45	-0,22	-0,07	0,2	-0,14	0,3
1987	-2,56	0,01	-0,85	0,15	-0,62	-0,79	-0,63	-0,87	-0,38	-1,39	-0,56	-0,3	-0,26	-0,47	-1,15
1988	-1,64	1,01	-0,97	0,45	-0,99	-0,15	0,14	-0,15	0,23	-0,24	-0,06	0,17	0,43	-0,06	0,73
1989	-0,71	0,15	-1,006	-0,882	-0,59	-1,63	-0,09	-0,37	0,09	-0,67	-0,29	0,03	-0,24	-0,19	-0,15
1990	-0,73	-0,39	-0,938		-0,74	-1,79	-0,06	-0,68	-0,27	-0,92	-0,51	-0,12	-0,46	-0,32	-0,96
1991	-0,2	0,01	-0,99			-2,239	0,38	-0,07	0,3	0,63	0,04	0,36	0,44	0,23	1,1
1992	-2,01	-0,39	-0,793			-2,798	-1,85	-1,7	-1,92	-2,23	-1,76	-1,38	-1,65	-2,06	-0,67
1993	-1,23	-0,55	-2,28		-1,215	-2,342	-0,9	-0,83	-0,73	-1,02	-0,48	-0,62	-0,8	-0,66	-0,4
1994	-1,6	-0,96	-2,01		-1,295	-1,885	-0,96	-0,35	-0,68	-1,23	-0,55	-0,4	-0,78		
1995	-0,69	0,78	-2,486		-0,3	-1,465									
1996	0,1	0,01	-0,221		0,129	0,211									
1997	0,63	0,31	-0,888		-0,818	-1,073									
1998	-1,86		-2,45		-2,23	-2,85									

Tableau II.9 : bilans de masse glaciaire annuels de 15 glaciers Américains (m. équiv. eau).

II.2.7 LES GLACIERS DE L'ARCTIQUE

II.2.7.1 localisation géographique

Dans cette région, nous avons voulu rassembler l'ensemble des données des glaciers situés dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord. Elle inclue les glaciers de l'Arctique Canadien, de l'Alaska (USA), de l'Islande, du Svalbard (Norvège), de l'Oural Polaire. Cette étude des glaciers arctiques, même très distants les uns des autres (en tout cas, les distances sont supérieures à celles des massifs classiques) se justifie car il semblerait que les changements climatiques globaux soient plus facilement discernables aux hautes latitudes de l'Hémisphère Nord que dans d'autres régions (Folland, 1990 ; Wigley et al., 1990).

Les différents sites que nous avons retenus sont présentés sur la figure II.4.

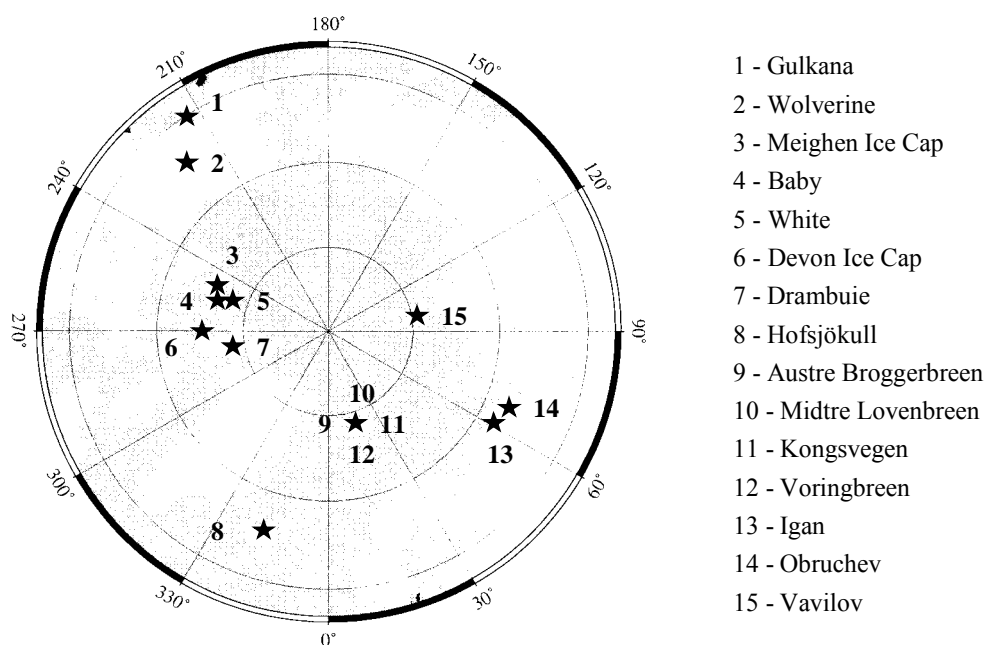


Figure II.4 : localisation géographique des glaciers arctiques étudiés

L'ensemble des glaciers Arctiques forme un échantillon varié quant à la taille des périodes, aux formes des sites étudiés, aux méthodes utilisées, aux températures de la glace (tempérée à froide), à la dynamique... Par exemple, le glacier White au Canada est un glacier de vallée alors que sur les îles arctiques les sites mesurés sont en général des petites calottes (cas du Devon ou du Meighen Island).

Les longueurs des séries sont assez peu homogènes : certaines ont été abandonnées (ex. : Igan ou Obruchev), d'autres débutent ces dernières années comme en Islande (Hofsjökull avec 10 années de mesure actuellement), et d'autres ont été arrêtées puis reprises comme les mesures sur les glaciers White ou Baby.

II.2.7.2 méthodes de mesure

Les bilans des glaciers Gulkana et Wolverine (en Alaska) ou White (Canada) sont déterminés par la méthode glaciologique avec référence à l'été précédent.

Pour l'Arctique russe, la publication des données originales en russe complique sensiblement la compréhension du détail des méthodes d'obtention des données. Il existe deux reconstitutions des bilans passés (à l'aide de données météorologiques) dans cette région : pour un glacier de l'île Novaya Zemlya (le Shokalskiy, Chizkov, 1968) sur la période 1897-1962 et pour le glacier Igan sur la période 1818-1957 (Khodakov, 1966).

Pour le glacier Drambuie, il n'y a aucune donnée en zone d'accumulation. Le bilan de la zone d'ablation de la calotte est mesuré par la méthode glaciologique, comme pour la calotte Devon.

Pour les glaciers Baby, Meighen et Drambuie, certaines années n'ont pas été mesurées et le bilan est en réalité une moyenne de 2 années de bilan (astérisque dans le tableau des mesures II.12).

II.2.7.3 différences entre les diverses sources de données

Pour les glaciers Baby (Canada) et Midtre Lovénbreen (Svalbard), il n'y a pas de différences entre les séries des diverses publications. Pour les glaciers Gulkana, Wolverine et Meighen, en revanche, les différences entre les séries sont importantes sur toute la période de mesure : nous conservons donc les deux séries dans le tableau des mesures.

Les différences relevées pour les autres glaciers figurent dans le tableau II.10.

<i>glaciers</i>	<i>années</i>	<i>publication</i>	<i>WGMS</i>
-----------------	---------------	--------------------	-------------

Hofsjökull	1988	-0.96	-0.74
	1989	0.5	0.58
Kongsvegen	1993	-0.32	-0.38
	1995	-0.27	-0.35
Austre. Brøgg.	1993	-0.1	-0.2
Devon Island.	1970	0.039	0.069
	1986	0.185	0.023
White	1981	-0.055	-0.104
	1985	-0.012	-0.064
Igan	1972	0.38	0.58
	1973	0.32	0.12
	1974	-0.93	-0.63
	1975	0.92	1.04
	1976	-1.32	-1.78
	1977	-1.66	-1.62
Obruchev	1971	-0.21	-0.09
	1972	0.85	0.95
	1973	0.18	0.36
	1974	-0.68	-0.41
	1975	0.17	0.14
	1976	-1.35	-0.89
	1977	-1.64	-1.5

Tableau II.10 : différences de bilans annuels des glaciers arctiques, entre les données du WGMS et celles de la littérature (m équiv. eau)

II.2.7.4 présentation des données

Les références utilisées ainsi que les données de bilans des glaciers arctiques sont présentées dans les tableaux II.11 et II.12.

pays	nom	code	lat.	long.	période	références		
						méthode	période	auteur
Canada	Baby Axel Heiberg I.	CD00205	79°26'N	90°40'W	1960-1992 (trous)	b. glac.	1960-1977 1989 1990-1992	Adams (1998) Jania (1996) Adams (1998)
	White Axel Heiberg I.	CD02340	79°27'N	90°40'W	1960-1997 (trous)	b. glac. b. glac.	1960-1979 1983-1991 1992-1995 1996-1997 1998	Cogley (1996) Cogley (1996) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
	Devon Ice Cap (Devon Island)	CD00431	75°20'N	82°30'W	1961-1995	b. glac.	1961-1974 1975-1995	Koerner (1977) Jania (1996)
	Meighen Ice Cap (Meighen Island)	CD01335	79°57'N	99°08'W			1960-1995	Jania (1996)
	Drambuie (Agassiz) (Ellesmere Island)		80°00'N	75°00'W	1977-1995	b. glac.	1977-1995	Jania (1996)
Svalbard	Austre Broggerbreen	N15504	78°53'N	11°50'E	1967-1997	b. glac. strati	1967-1997 1998	Lefauconnier (1999) WGMS web
	Midtre Lovénbreen	N15506	78°53'N	12°04'E	1968-1997	b. glac. strati	1968-1997 1998	Lefauconnier (1999) WGMS web
	Kongsvegen	N15510	78°50'N	12°59'E	1987-1997	b. glac.	1987-1997	Lefauconnier (1999)
	Voringbreen		78°03'N	13°58'E	1974-1991		1974-1991	Jania (1996)
Russie	Igan (Arctique Russe)	SU2001			1958-1981	rec. Météo	1818-1957 1958-1959 1960-1975 1975-1979 1979-1981	Khodakov (1966) Davidovich (1980) Volochina (1981) Gokman (1981) Jania (1996)
	Obruchev (Arctique Russe)	SU2002			1960-1981	b. glac.	1960-1974 1975-1979 1980-1981	Volochina (1981) Gokman (1981) Jania (1996)
	Vavilov (Severnaya Zemlya)	SU01001			1975-1988		1975-1988	Jania (1996)
	Shokalskiy (Novaya Zemlya)				1897-1962	rec.	1897-1962	Chizkov (1968)
Isl.	Hofsjökull N	IS0510A	64°57'N	18°55'E	1988-1997		1988-1993 1994-1995 1996-1997 1998	Jania (1996) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
USA	Wolverine (Alaska)	US00411	60°24'N	148°54'W	1966-1997	b. glac. strati	1966-1995 1996-1997 1998 1966-1998	USGS web Bull n°5 FOG Haerberli (1999) WGMS web Trabant (1999) fig
	Gulkana (Alaska)	US00200	63°15'N	145°28'W	1966-1997	b. glac. strati	1966-1997 1966-1998	USGS web Trabant (1999) fig.

Tableau II.11 : principales caractéristiques des glaciers et références utilisées pour la constitution du tableau des bilans de masse des glaciers Arctiques

	Gulk	Gufog	Wolv	Wo fog	Baby	White	Devon	Meighet	Me fog	Dramb	Au. Bro	Mid. Lov	Konsv	Vorin	Igan	Obruch	Vavilov	Hofsj
1958															-0,31			
1959															-0,34			
1960					-0,878	-0,404		-0,79	-0,85						-0,68	-0,5		
1961					0,106	0,023	-0,197	-0,15	-0,26						-0,26	-0,21		
1962					-0,979	-0,781	-0,359	-1,04	-1,08						0	-0,15		
1963					-0,15	-0,154	0,044	-0,26	-0,24						-1,27	-0,73		
1964					0,25	0,35	0,125	0,33	0,35						-1	-1,3		
1965					0,15	-0,009	0,064	0,03	0,06						-0,66	-0,36		
1966	-0,16	0,08	-0,78	-0,27	0,07	-0,022	-0,135	-0,11	-0,07						-0,2	0,28		
1967	0,02	-0,09	-2,09	-1,67	0,21	0,121	0,025	-0,09	0		-0,65				0,31	0,2		
1968	-0,18	-0,48	-0,85	-0,29	-0,506	-0,406	0,05	0,02	0,04		-0,1	-0,03			2,49	1,81		
1969	-1,02	-0,76	-0,56	-0,09	0,14	0,074	-0,332	0,04	0,06		-0,93	-0,84			-0,58	-0,55		
1970	0,35	0,44	1,51	1,94	0,11	-0,004	0,039	-0,02	-0,01		-0,54	-0,53			0,01	0,34		
1971	0,25	-0,17	0,15	0,77	-0,476	-0,184	-0,069	-0,38	-0,5		-0,58	-0,46			-0,14	-0,21		
1972	-0,41	-0,3	-1,53	-0,98	0,321	0,115	0,102	*0,01			-0,31	-0,22			0,38	0,85		
1973	0,47	0,05	0,25	0,95	*0,066	0,19	-0,095	*0,01	-0,03		-0,08	-0,02			0,32	0,18		
1974	-1,2	-1,09	-1,6	-1,18	*0,066	-0,046	-0,077	-0,09	-0,05		-0,92	-0,89		-1,16	-0,93	-0,68		
1975	-0,33	-0,37	-0,22	0,38	0,319	0,247	-0,069	0	0,05		-0,31	-0,21		-0,26	0,92	0,17	-0,21	
1976	-1,05	-1,02	-1,2	-0,6	0,149	0,112	0,171	0,04	0,08		-0,45	-0,35		-1,17	-1,32	-1,35	0,35	
1977	-0,35	-0,18	1,39	2,02	-0,48	-0,372	-0,099	-0,35	-0,28	-0,26	-0,11	-0,04		-0,13	-1,66	-1,64	0,15	
1978	-0,32	-0,08	0,45	1		-0,134	0,027	-0,12	-0,14	-0,4	-0,56	-0,48		-1,16	0,89	1,56	-0,53	
1979	-0,66	-0,57	-1,58	-1,02		-0,109	0,039	*0,03		-0,2	-0,71	-0,66		-0,89	-0,37	-0,01	-0,63	
1980	-0,19	-0,06	2,33	2,86			-0,057	*0,03	-0,12	-0,21	-0,52	-0,43		-0,5	1,02	1,07	-0,16	
1981	-0,06	0,04	1,6	1,51			-0,146	-0,22	-0,219	-0,47	-0,55	-0,46		-0,94	-1,11	-0,94	0,26	
1982	-0,25	-0,11	-0,33	-0,38			-0,095	0,12	0,117	-0,45	-0,04	0,02		-0,02			0,08	
1983	-0,13	0,03	0,11	0		-0,083	0,105	-0,24	-0,242	-0,3	-0,27	-0,17		-0,53			-0,07	
1984	-0,44	-0,31	-0,37	-0,48		-0,055	-0,031	0,23	0,135	-0,37	-0,73	-0,68		-1,1			0,46	
1985	0,56	0,69	0,42	0,34		-0,012	-0,108	-0,06	-0,03	-0,46	-0,55	-0,48		-0,45				
1986	-0,06	0,06	-0,24	-0,18		-0,259	0,185	0,18	0,24	-0,07	-0,32	-0,21		-0,56				
1987	-0,25	-0,12	1,34	1,19		-0,617	0,044	-0,2	-0,18	*0,425	0,22	0,24	0,54	-0,32				
1988	-0,35	-0,21	2,02	1		0,128	-0,216	-0,41	-0,3	*0,425	-0,52	-0,49	0	-0,54				-0,96
1989	-0,85	-0,92	-1,9	-1,96	0,838	0,028	-0,069	0,25	0,29	-0,35	-0,45	-0,24	-0,15	-0,54				0,5
1990	-0,81	-0,6	-2,47	-2,51	-0,351	-0,448	-0,166	-0,3	-0,21	-0,51	-0,66	-0,51	-0,31	-0,87				-0,6
1991	-0,19	-0,19	-0,32	-0,58	-0,162	-0,179	-0,23	-0,26		-0,64	0,13	0,1	0,43	-0,42				-1,41
1992	-0,33	-0,33	-1,43	-0,19	-0,091	-0,295	0,096	-0,02		-0,19	-0,1	-0,14	0,34					1,06
1993	-1,8	-1,84	-0,63	-0,59		-0,48	-0,062	-0,6		-0,74	-1,03	-0,88	-0,32					0,91
1994	-0,71	-0,64	-0,74	-0,68		-0,314	-0,032	-0,2		-0,41	-0,16	0,12	0,49					0,08
1995	-0,96	-1,07	-0,63	-0,48		-0,362	-0,147	0,05		-0,47	-0,78	-0,79	-0,27					-0,68
1996	-0,71	-0,71		-1,19		0,038					-0,17	0,02	0,39					-0,78
1997	-1,76	-1,76		-2,48		-0,056					-0,71	-0,43	0,1					-1,05
1998				0,51		-0,229					-0,86	-0,59						-0,68

Tableau II.12 : bilans de masse glaciaire de 13 glaciers Arctiques (m. équiv. eau). Les valeurs précédées d'une astérisque sont issues d'une détermination d'un bilan moyen sur deux années

II.2.8 LES GLACIERS ASIATIQUES

II.2.8.1 localisation géographique

Les dix glaciers retenus sur ce continent sont répartis sur les différents territoires de la Russie, de tous les nouveaux pays nés de l'éclatement de l'empire Soviétique (Kirghizstan, Kazakhstan...), ou de la Chine. Même si tous ces glaciers n'appartiennent pas vraiment au même ensemble géographique (au même massif), nous les avons cependant regroupé dans un unique tableau parce que chaque glacier retenu constitue en réalité un cas isolé dans un massif. L'analyse n'aurait alors pas lieu d'être si les glaciers étaient séparés dans divers plan d'expérience.

En Russie, les glaciers retenus sont Djankuat, Garabashi, Maliy Aktru et Leviiy Aktru, Koryto et Kozelskiy (ces deux derniers se situent au Kamtchatka). Deux autres glaciers appartiennent au Kirghizstan (Abramov et Kara Batkak) et un au Kazakhstan (Trensalny Tuyuksu⁹). Un glacier chinois est suivi depuis 1959 dans le Tien Shan (Urumqihe S. n°1).

La figure II.5 présente ces différents glaciers du continent asiatique.

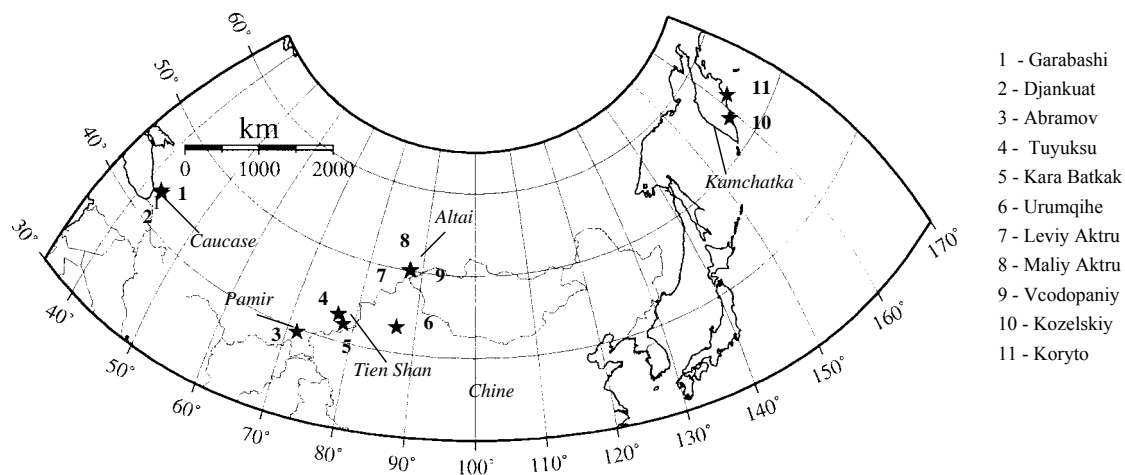


Figure II.5 : localisation géographique des glaciers asiatiques étudiés

Dans tout l'ancien empire soviétique, les changements politiques et économiques de ces dernières années ont profondément influencé les observations de terrain et le mode de centralisation des données. Le nombre de glaciers observés et le nombre d'organismes qui surveillent ces glaciers diminuent sensiblement : 22 glaciers étaient étudiés sur la période 1975-1980, alors qu'il n'y en a plus que 9 en 1996.

Des observations sont entreprises actuellement sur les glaciers d'Inde ou du Népal, mais ces séries courtes ne sont pas incluses dans ce travail. De même, nous n'utiliserons pas les neuf glaciers de la vallée de "Malaya Almatinka" (dont on peut trouver les données de bilans dans

⁹ ou Ts. Tuyuksuyskiy

les publications du WGMS) parce les bilans sont des données calculées à l'aide d'un modèle linéaire de variation basé sur des mesures de deux glaciers, Tuyuksu et Partizan (Letréguilly, communication personnelle).

II.2.8.2 méthodes de mesure

Le bilan du glacier de Abramov (Kirghizstan) est établi à partir de 13 profils de balises et de 9 puits stratigraphiques, de 1968 à 1997. Il est à noter que d'importantes différences existent avec les données du WGMS comme par exemple en 1978. C'est pourquoi nous avons gardé les deux séries dans le tableau des mesures.

Sur Urumqihe le programme de mesure a été interrompu entre 1967 et 1979, mais les bilans sur cette période sont reconstitués à partir des variations de l'altitude de la ligne équilibre et d'un modèle basé sur le calcul des degrés-jours.

Trois reconstitutions ont été réalisées sur ces glaciers. La première, pour le glacier de Tuyuksu, remonte jusqu'en 1937 et est basée sur les températures d'été et les précipitations estivales pour calculer l'ablation, et la très bonne régression ($R = 0.98$) entre ablation et bilan pour estimer ce dernier. La deuxième, pour le glacier Koryto, est réalisée de 1940 à 1997. Sur cette période, seules cinq années sont des mesures. Ces deux séries reconstituées sont relativement courtes et sont donc présentées dans le tableau de mesure II.14. La dernière concerne le glacier Djankuat sur la période 1871-1967. Cette longue série est présentée dans le tableau des longues séries reconstituées à la fin de ce chapitre.

II.2.8.3 références bibliographiques

Sur la plupart des glaciers, notre recherche bibliographique n'a pas abouti aux publications originales. Nous avons surtout fait référence aux données du WGMS et à des communications personnelles.

II.2.8.4 présentation des données

Les références bibliographiques et les données annuelles des bilans de masse des glaciers du continent asiatique sont reportées dans les tableaux II.13 et II.14.

pays	nom	code	lat.	long.	période	références		
						methode	période	auteur
Kirghizstan	Abramov (Pamir-Alai)	SU04101	39°38'N	71°34'E	1968-1998 (trous)	b.glac. fixed	1968-1998	Pertziger (1996) Glazirin (com. pers.)
	Kara Batkak (Tien Shan)	SU05080	42°08'N	78°16'E	1957-1997		1959-1970 1971-74 1975-80 1981-85 1986-1990 1991-1995 1996-1997	FOG 2 Kasser (1973) FOG 3 Müller (1977) FOG 4 Haerberli (1985) FOG 5 Haerberli (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999)
Kazakhstan	Tuyuksu (Tien Shan)	SU05076	43°03'N	77°05'E	1937-1997	rec. météo b. glac strati	1937-1956 1957-1990 1991-1995 1996-1997	Dyurgerov (1996) Dyurgerov (1996) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999)
Russie	Djankuat (Causase)	SU03010	43°12'N	42°46'E	1871-1997	rec. météo	1871-1967 1968-1998	Dyurgerov (1980) Popovnin (com. pers.)
	Garabashi (Caucase)		43°18'N	42°28'E	1984-1998		1984-1986 1990-95 1996-1997 1998	FOG 7 Haerberli (1998) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
	Maliy Aktru (Altai)	SU07100	50°05'N	87°45'E	1962-1998		1970-74 1976-80 1981-85 1986-1990 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 3 Müller (1977) FOG 4 Haerberli (1985) FOG 5 Haerberli (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
	Leviy Aktru (Altai)	SU07102	50°05'N	87°41'E	1977-1998		1981-85 1986-1990 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 5 Haerberli (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
	Kozelskiy (Kamchatka)	SU08005	53°14'N	158°49'E	1973-1998		1973-80 1981 1986-1990 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 4 Haerberli (1985) FOG 5 Haerberli (1988) FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
	Vodopadnyi (125) (Altai)		50°06'N	87°42'E			1986-1990 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 6 Haerberli (1993) FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web
	Koryto (kamchatka)	SU08003			1940-1997	rec météo b. glac. fixe rec météo b. glac. fixe rec météo b. glac. fixe rec météo b. glac. fixe	1940-1959 1960 1961-1970 1971 1972-1981 1982 1983-1995 1996-1997	Muravyev (1999) Muravyev (1999) Muravyev (1999) Muravyev (1999) Muravyev (1999) Muravyev (1999) Muravyev (1999)
Chine	Urumqihe S (Tien Shan)	CN00010	43°05'N	86°49'E	1957-1997		1959-80 1981-85 1986-87 1988-90 1991-1995 1996-1997 1998	FOG 4 Haerberli (1985) FOG 5 Haerberli (1988) FOG 6 Haerberli (1993) ?? FOG 7 Haerberli (1998) ?? FOG 7 Haerberli (1998) Bull n°5 Haerberli (1999) WGMS web

Tableau II.13 : principales caractéristiques des glaciers et références utilisées pour la constitution du tableau des bilans de masse du continent asiatique

	Abramov	Abr FOG	Tuyuksu	Djankuat	Kara Bat	Mal Aktru	Lev Aktru	Urumqihe	Kozelsky	Garabashi	Koryto
1937			<i>-0,09</i>								
1938			<i>0,11</i>								
1939			<i>-1,23</i>								
1940			<i>-0,34</i>								<i>1,31</i>
1941			<i>-0,37</i>								<i>-0,54</i>
1942			<i>-0,52</i>								<i>-1,44</i>
1943			<i>-0,61</i>								<i>-0,64</i>
1944			<i>-1,13</i>								<i>-1,68</i>
1945			<i>-0,18</i>								<i>-0,64</i>
1946			<i>0,58</i>								<i>-0,84</i>
1947			<i>-0,05</i>								<i>1,28</i>
1948			<i>-1,01</i>								<i>-1,42</i>
1949			<i>-0,01</i>								<i>-1,26</i>
1950			<i>-0,56</i>								<i>-0,32</i>
1951			<i>0,03</i>								<i>0,65</i>
1952			<i>-0,33</i>								<i>-0,1</i>
1953			<i>0,06</i>								<i>-0,72</i>
1954			<i>0,72</i>								<i>0,63</i>
1955			<i>-0,46</i>								<i>-0,05</i>
1956			<i>-0,61</i>								<i>0,29</i>
1957			<i>-0,15</i>								<i>0,05</i>
1958			<i>0,33</i>								<i>-0,78</i>
1959			<i>-0,42</i>		<i>-1,57</i>			<i>0,087</i>			<i>-1,45</i>
1960			<i>-0,1</i>		<i>-1,33</i>			<i>-0,188</i>			<i>-0,09</i>
1961			<i>-0,56</i>		<i>-3,69</i>			<i>-0,033</i>			<i>-1,47</i>
1962			<i>-0,69</i>		<i>-0,39</i>			<i>-0,167</i>			<i>-0,84</i>
1963			<i>0,44</i>		<i>-0,17</i>			<i>0,234</i>			<i>-0,63</i>
1964			<i>0,52</i>		<i>0,66</i>			<i>0,002</i>			<i>-0,7</i>
1965			<i>-0,05</i>		<i>-0,19</i>			<i>0,374</i>			<i>0,58</i>
1966			<i>0,04</i>		<i>-0,7</i>			<i>-0,374</i>			<i>-0,77</i>
1967			<i>0,23</i>		<i>0,05</i>			<i>-0,07</i>			<i>-0,52</i>
1968	<i>-2,4</i>	<i>-0,135</i>	<i>-0,78</i>	<i>0,1</i>	<i>-2,79</i>			<i>-0,456</i>			<i>-0,3</i>
1969	<i>0,74</i>	<i>0,843</i>	<i>0,21</i>	<i>-1,09</i>	<i>0,99</i>			<i>0,148</i>			<i>-0,28</i>
1970	<i>-0,21</i>	<i>-0,102</i>	<i>0,11</i>	<i>0,44</i>	<i>1,2</i>	<i>0,08</i>		<i>-0,313</i>			<i>-1,89</i>
1971	<i>-0,99</i>	<i>-0,89</i>	<i>-0,36</i>	<i>-0,22</i>	<i>0,16</i>	<i>0,19</i>		<i>0,102</i>			<i>0,58</i>
1972	<i>0,43</i>	<i>0,524</i>	<i>0,13</i>	<i>-1,14</i>	<i>0,06</i>	<i>0,01</i>		<i>0,262</i>			<i>0,59</i>
1973	<i>-1,1</i>	<i>-0,999</i>	<i>-0,29</i>	<i>-0,28</i>	<i>-0,84</i>	<i>0</i>		<i>-0,708</i>	<i>0,6</i>		<i>0,45</i>
1974	<i>-0,9</i>	<i>-0,8</i>	<i>-0,62</i>	<i>0,24</i>	<i>-0,06</i>	<i>-0,74</i>		<i>-0,125</i>	<i>1,64</i>		<i>1,35</i>
1975	<i>-0,84</i>	<i>-0,741</i>	<i>-0,45</i>	<i>-0,91</i>	<i>-0,493</i>			<i>0,288</i>	<i>-0,22</i>		<i>-0,69</i>
1976	<i>-1,12</i>	<i>-1,022</i>	<i>-0,72</i>	<i>0,29</i>	<i>-0,85</i>	<i>0,68</i>		<i>0,029</i>	<i>1,33</i>		<i>1,06</i>
1977	<i>-1,57</i>	<i>-1,459</i>	<i>-1,1</i>	<i>-0,37</i>	<i>-0,86</i>	<i>0,49</i>		<i>0,18</i>	<i>-0,88</i>		<i>-1,49</i>
1978	<i>-1,41</i>	<i>1,309</i>	<i>-1,48</i>	<i>0,44</i>	<i>-1,18</i>	<i>-0,48</i>		<i>-0,109</i>	<i>-0,94</i>		<i>-2,14</i>
1979	<i>-0,49</i>	<i>-0,394</i>	<i>-0,52</i>	<i>-0,31</i>	<i>-0,5</i>	<i>-0,58</i>		<i>-0,084</i>	<i>-0,2</i>		<i>-1,86</i>
1980	<i>-1,15</i>	<i>1,057</i>	<i>-0,63</i>	<i>0,38</i>	<i>-0,37</i>	<i>0,22</i>		<i>-0,335</i>	<i>-0,04</i>		<i>-1,1</i>
1981	<i>-0,03</i>		<i>0,11</i>	<i>-0,91</i>	<i>-0,425</i>	<i>-0,31</i>	<i>-0,32</i>	<i>-0,652</i>	<i>-1,95</i>		<i>-2,09</i>
1982	<i>-0,87</i>		<i>-0,69</i>	<i>0,42</i>	<i>-0,778</i>	<i>-0,66</i>	<i>-0,41</i>	<i>-0,045</i>			<i>-0,28</i>
1983	<i>-0,51</i>		<i>-0,55</i>	<i>-0,97</i>	<i>-0,906</i>	<i>0,15</i>	<i>0,28</i>	<i>0,1</i>			<i>-1,19</i>
1984	<i>-1,78</i>		<i>-1,25</i>	<i>0,21</i>	<i>-1,57</i>	<i>0,31</i>	<i>0,32</i>	<i>-0,083</i>		<i>-0,74</i>	<i>0,12</i>
1985	<i>-0,91</i>		<i>-0,55</i>	<i>-0,38</i>	<i>-1,292</i>	<i>0,24</i>	<i>0,15</i>	<i>-0,612</i>		<i>-0,94</i>	<i>0,17</i>
1986	<i>-1,11</i>	<i>-1,01</i>	<i>-0,52</i>	<i>-0,5</i>	<i>-0,392</i>	<i>0,04</i>	<i>0,06</i>	<i>-0,134</i>	<i>-1,66</i>	<i>-1,46</i>	<i>-1,88</i>
1987	<i>0,14</i>	<i>0,24</i>	<i>-0,34</i>	<i>1,54</i>	<i>-0,682</i>	<i>0,17</i>	<i>0,2</i>	<i>-0,069</i>	<i>-0,3</i>		<i>-0,33</i>
1988	<i>-0,09</i>	<i>0,01</i>	<i>-0,61</i>	<i>0,52</i>	<i>-0,456</i>	<i>0,47</i>	<i>0,37</i>	<i>-0,129</i>	<i>-1,94</i>		<i>-1,3</i>
1989	<i>-0,32</i>	<i>-0,23</i>	<i>-0,46</i>	<i>0,04</i>	<i>-0,396</i>	<i>0,22</i>	<i>0,03</i>	<i>-0,031</i>	<i>-0,74</i>		<i>-1,25</i>
1990	<i>-0,64</i>	<i>-0,53</i>	<i>-0,96</i>	<i>0,34</i>	<i>-0,778</i>	<i>0,07</i>	<i>0,15</i>	<i>-0,045</i>	<i>-1,28</i>	<i>0,09</i>	<i>-1,88</i>
1991	<i>-0,54</i>	<i>-0,43</i>	<i>-1,1</i>	<i>-0,31</i>	<i>-0,398</i>	<i>-0,54</i>	<i>-0,48</i>	<i>-0,734</i>	<i>0,46</i>	<i>-0,03</i>	<i>0,61</i>
1992	<i>0,3</i>	<i>0,4</i>	<i>-0,24</i>	<i>-0,13</i>	<i>-0,352</i>	<i>-0,17</i>	<i>-0,19</i>	<i>0,15</i>	<i>-0,41</i>	<i>0,14</i>	<i>-1,57</i>
1993	<i>0,2</i>	<i>0,3</i>	<i>0,602</i>	<i>1,1</i>	<i>-0,185</i>	<i>0,34</i>	<i>0,24</i>	<i>-0,034</i>	<i>-0,35</i>	<i>0,31</i>	<i>-2,25</i>
1994	<i>-0,85</i>	<i>-0,75</i>	<i>-0,443</i>	<i>-0,84</i>	<i>-0,505</i>	<i>-0,15</i>	<i>-0,36</i>	<i>-0,384</i>	<i>-0,67</i>	<i>-0,43</i>	<i>-1,73</i>
1995	<i>-0,88</i>	<i>-0,78</i>	<i>-0,587</i>	<i>0,04</i>	<i>-0,515</i>	<i>0,18</i>	<i>-0,03</i>	<i>-0,225</i>	<i>-0,23</i>	<i>-0,01</i>	<i>-1,06</i>
1996	<i>-0,45</i>	<i>-0,35</i>	<i>-0,456</i>	<i>-0,15</i>	<i>-0,373</i>	<i>-0,13</i>	<i>-0,17</i>	<i>0,042</i>	<i>0,6</i>	<i>-0,03</i>	<i>1,14</i>
1997	<i>-1,83</i>	<i>-1,73</i>	<i>-1,476</i>	<i>0,27</i>	<i>-0,648</i>	<i>-0,05</i>	<i>-0,15</i>	<i>-0,853</i>	<i>0,94</i>	<i>0,19</i>	<i>2,35</i>
1998	<i>0,1</i>	<i>0,21</i>		<i>-0,43</i>		<i>-1,23</i>	<i>-1,12</i>	<i>-0,79</i>			

Tableau II.14 : bilans de masse glaciaires annuels de dix glaciers Asiatiques (m. équiv. eau). Les reconstitutions des glaciers Tuyuksu et Koryto sont représentées en italique. La série du glacier Abramov est doublée par les données du WGMS

II.2.9 LONGUES SERIES DE BILANS RECONSTITUEES

Pour plus de clarté, les données de bilans reconstituées sur des longues séries (supérieures à 30 ans) dont nous avons mentionné l'existence dans les paragraphes précédents sont présentées dans le tableau II.15. Ces reconstitutions sont celles des glaciers de Sarennes (Martin, 1975), du Rhône (Chen et Funk, 1990), du South Cascade (Tangborn, 1980), de l'Igan (Khodakov, 1966), du Schokalskiy (Chizkov, 1968), et du Djankuat (Duyrgerov, 1980). Les plus petites séries reconstituées (comme celles de Günther (1982) dans les Alpes) sont déjà reportées dans chacun des tableaux de mesure correspondant au massif. Pour le glacier du Rhône, les quelques années de bilan mesuré figurent en gras dans le tableau. Elles étaient trop peu nombreuses et trop anciennes pour figurer dans le tableau des données de bilans II.3.

II – INVENTAIRE DES BILANS DE MASSE

	Igan	Sarennes	Rhône	Sth Cas	Schokalsk	Djankuat			Igan	Sarennes	Rhône	Sth Cas	Schokalsk	Djankuat
1818	0,1						⊥	1903	-1	0,139	0	-0,8	0,3	0,75
1819	-0,2						⊥	1904	0,45	-1,442	-0,75	-1	0,7	-0,17
1820	0,35						⊥	1905	0,8	-1,587	-0,52	-2,2	0,69	0,88
1821	1,05						⊥	1906	0,65	-1,833	-0,35	-2,6	0,54	0,56
1822	1,85						⊥	1907	-0,8	-0,057	0,61	-2,2	0,9	-1,46
1823	0,3						⊥	1908	-0,4	0,46	0,52	-1,5	0,68	-0,83
1824	0,25						⊥	1909	-0,2	-0,284	0,69	-1,4	0,41	-0,99
1825	0,6						⊥	1910	1,45	0,279	0,57	-1,1	0,62	-0,18
1826	-0,25						⊥	1911	-1,05	-1,403	-1,11	-1,6		-0,46
1827	1						⊥	1912	-0,8	0,357	0,24	-2,6	0,28	-0,12
1828	-1,2						⊥	1913	-0,85	0,352	0,64	-2,2	0,56	-0,92
1829	-0,95						⊥	1914	-0,1	0,363	0,109	-2,4	0,32	-1,01
1830	-1,6						⊥	1915	0,05	0,699	-0,01	-2,9	0,72	1,41
1831	1						⊥	1916	-0,55	-0,663	0,73	-0,8	0,3	1,42
1832	1,5						⊥	1917	-1,3	-0,734	-0,2	-2,4		0,06
1833	-0,6						⊥	1918	0,2	-0,499	0,77	-2,3		-1,2
1834	-0,05						⊥	1919	-1,2	-0,693	0,53	-1,9		0,24
1835	1,75						⊥	1920	0,3	-0,242	0,77	-1,6		-1,75
1836	1						⊥	1921	0,2	-2,014	-1,09	-1,4		-1,44
1837	0,4						⊥	1922	-0,85	-0,609	0,25	-2,4	0,72	0,45
1838	0,05						⊥	1923	0,1	-1,984	-0,14	-2,6	0,79	-0,67
1839	-0,7						⊥	1924	1,3	0,23	0,63	-3,3	0,83	-2,14
1840	-1,4						⊥	1925	0,6	-0,753	-0,15	-0,8	0,78	0,18
1841	-1,95						⊥	1926	0,35	-0,765	0,48	-2,3	0,54	0,18
1842	-1,1						⊥	1927	-0,7	0,295	0,62	-0,9	0,62	-1,21
1843	0,7						⊥	1928	-0,1	-2,254	-1,41	-0,9	0,67	0,01
1844	0,5						⊥	1929	-0,2	-0,395	-0,52	-1,6	0,5	-1,9
1845	-0,55						⊥	1930	0,1	0,802	-0,72	-1,4	0,74	-1,02
1846	0,4						⊥	1931	-1,1	-0,22	-0,77	-1,9	0,78	-0,99
1847	-1,3						⊥	1932	-0,5	-0,536	-0,64	0	0,77	0,72
1848	1,55						⊥	1933	-0,3	-1,287	-0,49	0,9	0,69	0,13
1849	-0,3						⊥	1934	0,1	-1,209	-0,9	0,7	0,78	-0,88
1850	-0,6						⊥	1935	0,3	-1,096	-0,71	0,6	0,72	-0,75
1851	-1,25						⊥	1936	-1,15	1,358	0,34	-1,6	0,74	-0,33
1852	1,55						⊥	1937	0,85	-0,839	-0,81	-1,5	0,98	0,94
1853	-0,45						⊥	1938	-0,2	-0,283	-0,7	-1,2	0,99	-1,88
1854	-0,3						⊥	1939	-0,55	-0,276	-0,47	-1,4	0,7	-0,67
1855	1,5						⊥	1940	-1,7	0,427	0,45	-1,8	0,66	-0,05
1856	0						⊥	1941	-0,75	0,513	-0,64	-1,8	0,66	0,9
1857	-0,1						⊥	1942	-2,05	-1,688	-1,08	-2,1	0,78	-1,08
1858	0,05						⊥	1943	-1,05	-1,888	-0,9	-0,8	0,75	-0,8
1859	0,35						⊥	1944	1	-1,893	-1,34	-2	0,95	-0,88
1860	0,6						⊥	1945	-0,95	-1,667	-0,73	-0,7	1,04	-0,74
1861	-1,3						⊥	1946	-0,7	-0,69	-0,27	-0,7	0,7	-1,68
1862	-0,3						⊥	1947	0,05	-2,549	-2,12	-0,2	0,76	-1,12
1863	0,55						⊥	1948	0,45	0,751	0,38	0,9	0,73	-1,91
1864	0,25						⊥	1949	0,4		-1,5	-0,4	0,7	-0,83
1865	-0,05						⊥	1950	0,25		-1,89	0,9	0,69	0,01
1866	0,9						⊥	1951	0,75		-0,2	-0,1	0,86	-0,91
1867	-0,9						⊥	1952	0,2		-1,62	-1	0,75	0,02
1868	-0,1						⊥	1953	-2,2		-0,4	-0,3	0,75	-0,72
1869	-0,4						⊥	1954	-0,85		0,13	1,5	0,93	-1,05
1870	0,5						⊥	1955	0,35		-0,27	0,9	0,95	-3,46
1871	-0,4						⊥	1956	-1,35		0,37	0,3	0,76	0,14
1872	0,2					-1,6	⊥	1957	-1,7		-0,52	-0,8	0,75	-0,75
1873	-0,6					-0,43	⊥	1958	-0,4		-0,3		0,4	-0,26
1874	0,5					-0,42	⊥	1959	-0,7		-0,96		0,6	-0,46
1875	0,4					-1,37	⊥	1960	-0,5		0,18		0,68	0,05
1876	-0,4					-2,26	⊥	1961	-0,25		-0,16		0,69	-0,59
1877	-0,15					-0,87	⊥	1962	-0,1		-0,34		0,51	-1,03
1878	1,5					1,02	⊥	1963	-1,15		-0,28			-0,43
1879	1,85					0,68	⊥	1964			-1,11			0,11
1880	0,1					-0,91	⊥	1965			0,46			-1,41
1881	-0,35					1,38	⊥	1966			0,25			-1,46
1882	0,7	0,587				-0,19	⊥	1967			-0,12			0,14
1883	0,2	0,27	0,14			-0,79	⊥	1968			0,21			
1884	1,2	-1,086	-0,17	-1,4		-0,7	⊥	1969			0,2			
1885	0	-1,283	-1,03	-1		-1,39	⊥	1970			-0,44			
1886	-0,1	0,174	0,15	-0,9		-0,99	⊥	1971			-1,16			
1887	1,3	-0,117	-0,91	0		-0,55	⊥	1972			-0,15			
1888	0	0,934	0,87	-1,7		0,78	⊥	1973			-1,02			
1889	-0,4	0,457	-0,28	-1,5		0,13	⊥	1974			-0,81			
1890	-1,1	0,382	0,49	-0,9		-1,99	⊥	1975			0,27			
1891		-0,495	0,1	-1,6		-0,93	⊥	1976			-0,86			
1892	-1,1	-0,084	-0,31	-0,7		-0,76	⊥	1977			0,51			
1893		-0,84	-0,52	1,7		-0,54	⊥	1978			0,59			
1894		-0,577	-0,56	1,5		-0,79	⊥	1979			-0,35			
1895		-0,733	-0,54	0,9		0,67	⊥	1980			0,64			
1896	-0,9	0,203	0,75	0,4		1,03	⊥	1981			0,54			
1897	0,65	-0,407	-0,03	0,2	0,69	-2,04	⊥	1982			-0,62			
1898	-1,2	-1,188	0,2	-0,2	0,57	0,9	⊥	1983			-1,44			
1899	0,2	0,013	-0,36	-0,8	0,32	-0,68	⊥	1984			-0,21			
1900	0,45	-0,685	-0,9	0	0,67	0,08	⊥	1985			-0,6			
1901	0,75	-0,772	-0,46	1,2		-1,27	⊥	1986			-0,46			
1902	-1,6	-0,089	-0,06	-1	0,27	0,77	⊥	1987			0,59			

Tableau II.15 : longues séries de bilans reconstituées (m équiv. eau) sur les différents continents. Les valeurs en gras représentent les mesures sur les glaciers

II.2.10 SYNTHÈSE DES DONNÉES DE L'HEMISPHERE NORD

Cette recherche bibliographique des glaciers de l'hémisphère nord nous a permis de rassembler des mesures de bilans sur environ 60 glaciers.

Cet échantillonnage de données de bilans de masse est issu de glaciers de types très différents, certains étant très hauts en latitude, d'autres proches de la mer ou encore très à l'intérieur des terres. Cet échantillonnage varié est cependant soumis à différentes contraintes : la répartition spatiale des données est tout d'abord inégale (dans les Alpes et en Asie par exemple, le nombre de glaciers surveillés sur des distances similaires est très différent), les périodes couvertes par les séries sont très variables d'un site à un autre, la continuité des séries n'est pas toujours assurée.

Cependant, cet échantillonnage global de glaciers décrit une bonne échelle spatiale et temporelle, ce qui fait du bilan un indicateur spatial potentiel des répartitions des climats et de leur variations tout autour du globe. Cette étude de l'hémisphère nord ne serait cependant pas complète sans y inclure la calotte du Groenland.

II.3 - LA CALOTTE POLAIRE DU GROENLAND

II.3.1 INTRODUCTION

L'étude des grandes calottes polaires paraît aujourd'hui justifiée pour de nombreuses raisons. Leur suivi est utile d'une part, pour évaluer l'importance des ressources d'eau douce qu'elles constituent et, d'autre part, pour comprendre la nature de leur relation avec le climat, plus particulièrement dans le but d'évaluer leur contribution à une éventuelle élévation du niveau des mers.

La calotte du Groenland constitue aujourd'hui une des principales calottes de glace présente sur le globe. Plus grande île du monde après l'Australie, mesurant 2600 km de long sur 1200 km de large, le Groenland est essentiellement une terre de glace avec 80% de sa surface environ recouvert (soit $1.8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$), ce qui constitue 9.5% des réserves d'eau douce mondiale (Bauer, 1954 ; Diamond, 1960 ; Weng, 1995). Cette calotte de glace se compose de deux parties de superficies très inégales : une zone d'accumulation très étendue au centre et une zone d'ablation sur les bords de l'Inlandsis. La répartition des surfaces est d'environ 75% pour la zone d'accumulation contre 25% pour la zone d'ablation (Bauer, 1954).

La mesure du bilan de masse glaciaire a fait l'objet de nombreuses études au Groenland, comme en témoigne la littérature très importante et très variée sur ce sujet. Notre recherche

bibliographique a permis de regrouper l'ensemble des mesures du bilan de masse disponibles pour toute la calotte, depuis les premières expéditions scientifiques jusqu'à aujourd'hui.

Cette recherche détaillée paraît justifiée parce qu'il n'existe actuellement aucun ouvrage sur le Groenland regroupant la totalité des mesures de bilans. De telles synthèses ont été en partie effectuées par Weidick (1968), Braithwaite (1980) ou encore Reeh (1989), mais elles ne sont pas exhaustives et n'incluent ni les mesures les plus récentes, ni les données encore inédites de certaines expéditions.

L'ensemble des mesures est détaillé dans les paragraphes suivants. Au préalable, nous rappelons brièvement l'historique des campagnes de terrain développées au Groenland.

II.3.1 UN BREF HISTORIQUE

Découvert en 982 lors d'une période climatique plus clémente par le Viking Erik le Rouge qui lui donna alors le nom de "*Grønland*" (c'est à dire "*Terre verte*" en danois), le Groenland fut redécouvert au 16^{ème} siècle par Davis et Hudson, et colonisé par les Danois au 18^{ème} siècle. C'est à Nordenskiöld en 1870 que l'on doit la première progression sur la calotte elle-même, suivi par Nanssen en 1888, qui réalisa la première traversée est-ouest. Le Groenland servit également de point de départ pour les expéditions à l'assaut du pôle Nord par Cook et Peary en 1908 et 1909.

Depuis la fin de 19^{ème} siècle environ, les expéditions scientifiques se sont multipliées, des mesures ont été réalisées dans des domaines très variés comme la topographie, la climatologie, ou encore la botanique. C'est à Rink en 1877 que l'on doit la première estimation du bilan de la calotte, et sa valeur estimée des précipitations intérieures de 250 mm/an avoisine l'une des estimations la plus récente réalisée par Ohmura et Reeh (1991), qui conclurent à 340 mm/an. Drygalsky, quant à lui, réalisa de 1891 à 1893 les premières mesures d'ablation dans la région centre-ouest de la calotte.

Différentes expéditions se succèdent ensuite, notamment celle de Quervain en 1912 pour mesurer les températures et les accumulations dans la neige à travers la calotte. Koch et Wegener en 1913, puis Wegener en 1929 et 1930 développèrent différentes techniques de mesures sur la calotte et installèrent une station de recherche au centre de la calotte à Eismitte (actuelle Station Centrale), à 3000 m d'altitude.

Depuis les dernières décennies, le Groenland a fait l'objet de plusieurs programmes majeurs d'exploration qui ont considérablement amélioré nos connaissances sur la topographie, la géologie, l'épaisseur, la température, l'écoulement ou encore le bilan de la calotte :

- Paul-Emile Victor, au sein des *Expéditions Polaires Françaises* (EPF), développa de 1948 à 1953 des études topographiques et glaciologiques dans la partie sud de la calotte (à Eismitte, première base hivernale). Ces campagnes de mesure de géodésie, de glaciologie ou de météorologie sont relatées dans les différents rapports des EPF.
- Les Anglais de 1952 à 1954 (*British North Greenland Expedition* (BNGE)) menèrent des études sismiques, gravimétriques et d'altimétrie essentiellement dans le nord (base de Northice) (Hamilton, 1956).
- Pendant 15 ans, de 1959 à 1974, l'*Expédition Internationale au Groenland* (EGIG) travailla sur un profil est-ouest sur la calotte aux alentours de 71°N, et effectua un nombre important de missions pendant ces 15 années consécutives, grâce à la collaboration de cinq pays membres (Danemark, France, Suisse, Autriche, Allemagne) (Finsterwalder, 1959 ; Fristrup, 1961 ; Mälzer, 1975). Les résultats scientifiques de ces expéditions sont parus dans les rapports EGIG 1957-60, EGIG 1967-68¹⁰.
- L'expédition américaine SIPRE (*Snow Ice and Permafrost Research Establishment*), de 1952 à 1955 collecta des données dans le Nord du Groenland et réalisa plusieurs campagnes de mesures telles que Mint Julep en 1953 (Schuster, 1954), Party Cristal en 1954 (Benson, 1955), Jello en 1955 (Benson, 1956) ou encore Lead Dog entre 1958 et 1960 (Chester, 1961).
- Suivirent ensuite les programmes de forages profonds en particulier pour la détermination de l'accumulation sur de longues périodes, avec tout d'abord de 1963 à 1966, le programme américain de forage à Camp Century (nord-ouest) (Langway, 1967). De 1971 à 1981, le programme GISP (Greenland Ice Sheet Project) réunit les Américains, Danois et Suisses au centre de la calotte. Plus récemment, les deux programmes GRIP (*Greenland Ice Core Project*) en 1990 et GISP2 (*Greenland Ice Sheet Project*) ont permis de remonter à 250 000 ans de climats passés. Dernièrement, deux nouveaux forages ont été réalisés dans la partie ouest à NASA-U et Humboldt. Enfin, le forage danois de NorthGRIP a atteint le socle rocheux en juillet 2000.

En complément de ces grandes campagnes, beaucoup d'études indépendantes se sont multipliées à moindres coûts et à moindres risques. Des organismes comme le *Grønlands Geologiske Undersøgelses* (GGU, Danemark) créé en 1975, ont développé des programmes de recherche liés à la crise de l'énergie des années 1970 (Weidick et Thomsen, 1986 ; Olesen et Braithwaite, 1989). D'autres mesures ont été réalisées lors de campagnes comme GIMEX (*Greenland Ice Margin Experiment*) (Van de Wall, 1995), ou ATM en 1989 (*Atmospheric Sampling Program*, Summit Greenland) (Budd, 1982). Enfin, d'autres programmes plus locaux se développent actuellement notamment dans le Nord du Groenland (glacier du Storstrømmen (Allemands, Danois), Kronprins Christian Land (Allemands, Danois) ou Hans Tausen Iskappe).

II.3.2 LES SITES ET LES MESURES

Notre recherche bibliographique sur les mesures au Groenland nous a permis de rassembler environ 250 sites de mesures du bilan de masse, que ce soit en zone d'accumulation, en zone d'ablation de la calotte, sur des petites calottes ou glaciers côtiers individuels. Ces 250 sites de mesure (soit environ 70 expéditions, chacune réalisant bien souvent plusieurs mesures à différents sites) sont représentés sur la carte de la figure II.6 pour permettre d'évaluer la distribution spatiale des données sur la calotte. Les numéros des sites sur la carte sont repris dans le tableau correspondant II.16, qui présente les sites et quelques données bibliographiques correspondantes.

Certaines mesures de bilans au Groenland n'ont jamais été décrites dans la littérature, comme c'est le cas par exemple pour le Fröya glacier dans l'est ou le Tasersiaq Gletscher sur la côte sud-ouest. Ces quelques sites de mesure n'apparaissent donc pas sur cette carte qui ne fait figurer que les données disponibles de la littérature.

¹⁰ ces rapports sont extraits de la revue danoise "*Meddelelser om Grønland*"

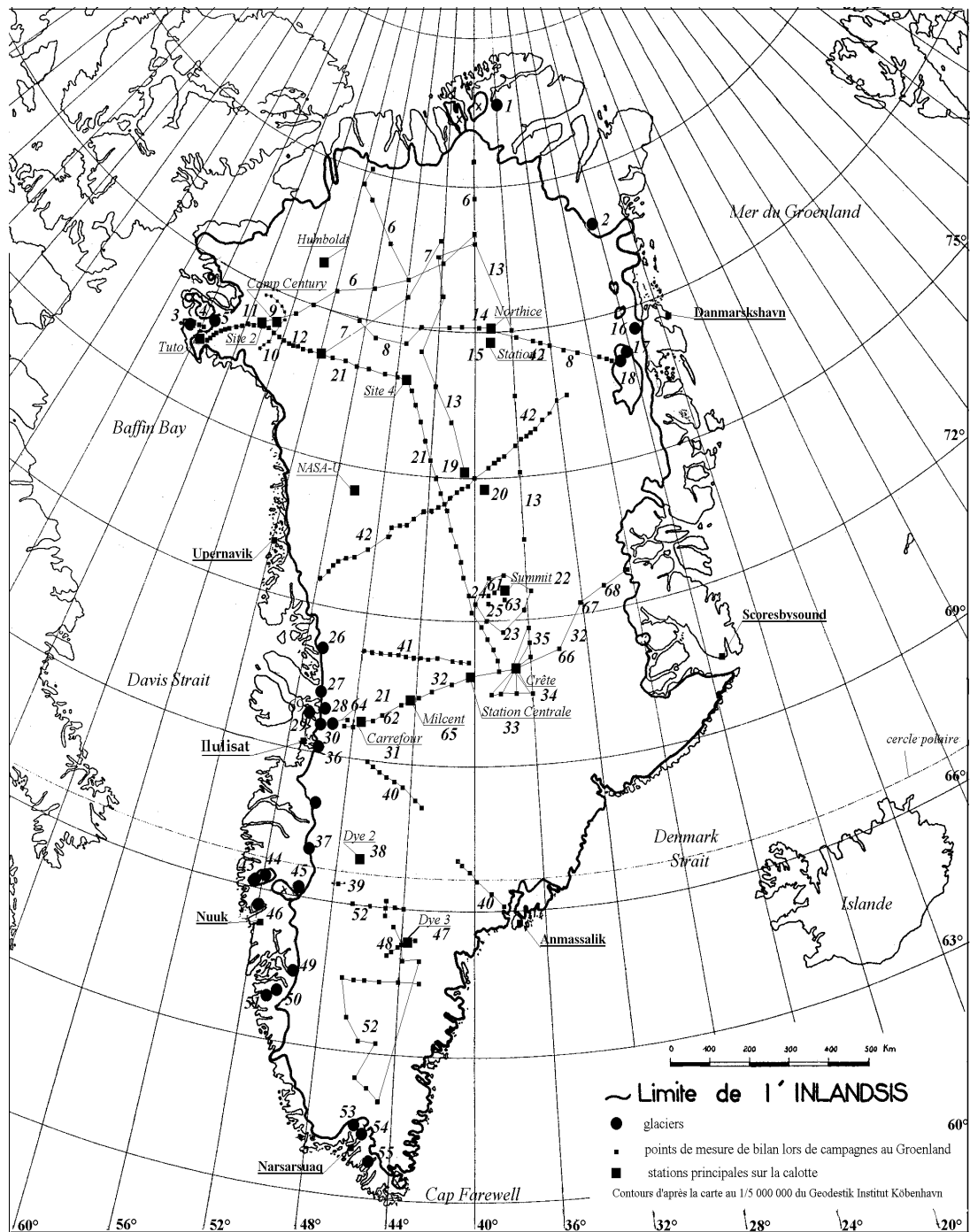


Figure II.6 : carte des mesures de bilans de masse réalisées au Groenland et disponibles dans la littérature. Le fond de carte est extrait de Bauer (1954). Les numéros des sites ou des expéditions sont présentés dans le tableau suivant

1 - Hans Tausen Iskappe (Thomsen, 1996)
2 - Konprins Christian Land (Oerter, 1995)
3 - P-Mountain glacier (Griffiths; 1955)
4 - Thule Ramp area (Griffiths; 1960, Schytt; 1955).
5 - Nuna Ramp (Nobles, 1960)
6 - Projet Lead Dog (Chester, 1961)
7 - Projet 36 (Chester, 1961)
8 - Projet BNGE-Nord Greenland (Bull, 1958)
9 - Camp Century (Mock, 1965; Nijampurkar, 1990)
10 - Voisinage de Camp Century (Mock, 1965; Mock, 1968)
11 - Site 2 (Bader, 1955; Langway, 1967)
12 - Expedition Party Crystal (Benson, 1955)
13 - Profil AWI (Schawger, 1996).
14 - Northice (Mock, 1967)
15 - Station 1 (Mock, 1967)
16 - glacier du Storstrommen (Boggild, 1994)
17 - glacier Britannia (Hamilton, 1956)
18 - glacier Admiralty (Hamilton, 1956)
19 - Noth GRIP (Gundestrup, 1987)
20 - North Central (Nijampurkar, 1990)
21 - Traverse de Benson (Benson, 1962)
22 - Summit - GRIP(Anklin, 1994)
23 - Voisiange de Summit (Bolzan, 1994)
24 - projet ATM (Khun, 1997)
25 - GISP 2 (Dibb, 1992, Hammer, 1997 ; Langway, 1985)
26 - glacier Qaumarujuk (Braithwaite, 1980; de Quervain, 1925)
27 - glacier Storegletscher, Umanak district (Drygalski, 1897)
28 - glacier Eqip Sermia (Braithwaite, 1980)
29 - Paakitsup Akuliarusersua (Thomsen, 1984; Braithwaite, 1992a et b)
30 - Camp ETH (Ohmura, 1992)
31 - Carrefour (Ambach, 1970)
32 - ligne EGIG (Anklin, 1994; Fisher, 1995; Boutron, 1979, Merlivat, 1973; Pourchet, non publié; Benson, 1962)
33 - Station Centrale (Eismitte) (Diamond, 1956 ; Pourchet, non publié ; de Quervain, 1968)
34 - Crete (Anklin, 1994; Clausen, 1988).
35 - voisinage de Crête (Clausen, 1988)
36 - Jakobshavn Isbrae (Echelmleyer ; 1992).
37 - glacier Russel, Sondre Stromfjord (Van de Wal ; 1995)
38 - Dye 2 (Tobiasson, non publié)
39 - Projet Mint Julep (Schuster ; 1954)
40 - Expédition de Quervain (de Quervain, 1920)
41 - Expédition Allemande Alferd Wegener (Wegener, 1935)
42 - Expédition Kock et Wegener (Kock et al., 1930)
43 - bassin de Atter (Holland, 1961).
44 - calotte Sukkertoppen (Bull, 1963).
45 - calotte Amitsuloq (Weidick, 1984).
46 - Qapiarfiup sermia (Haeberli et al, 1988).
47 - Dye 3 (Nijampurkar, 1990; Tobiasson, non publié).
48 voisinage de Dye 3 (Reeh et al., 1977)
49 - glacier Qamanârsûp Sermia (Braithwaite, 1989a,b,c)
50 - glacier ICG14033 (Braithwaite, 1990)
51 - glacier ICE05025 (Braithwaite, 1989)
52 - traverse Sud-Groenland (Raggle, 1962)
53 - Nordbogletscher (Braithwaite, 1988a et b)
54 - Vahaltindegletscher (Haeberli et al, 1988).
55 - Narssaq Brae (Haeberli et al, 1988).
59 - Tuto Whitehorse Trail (Griffiths, 1960)
60 - Dome GRIP (Keller et al., 1994)
61 - GISP 2 (Alley, 1997)
62 - Expedition Jello (Benson, 1956)
63 - Summit (Bolzan, 1994)
64 - zone d'accumulation du Paakitsup (Braithwaite, 1991)
65 - Milcent (Pourchet non publié; de Quervain, 1968 ; Dansgaard, 1975)
66 - Jarl Joset (Pourchet non publié; de Quervain, 1968)
67 - Dépôt 420 (Pourchet non publié; de Quervain, 1968)
68 - Dépôt 480 (Pourchet non publié; de Quervain, 1968)
69 - NASA-U (Anklin, 1998)
70 - Humboldt (Anklin, 1998)

Tableau II.16 : noms et quelques références bibliographiques des mesures de bilans de masse réalisées sur la calotte du Groenland

Sur les 250 sites répertoriés, seuls 70 environ seront retenus pour l'analyse, car :

- dans la zone d'ablation de la calotte, il existe peu de longues séries de bilans sur des glaciers, semblables à celles des Alpes ou d'Amérique du Nord. Comme les séries de bilans ne peuvent être obtenues que par des visites annuelles régulières, les séries ne dépassent pas huit ans de mesure. De plus, ces mesures ne sont réalisées que dans la région sud-ouest de la calotte. Ce nombre d'années restreint ne permettrait pas en principe d'appliquer un traitement statistique aux données, mais elles constituent néanmoins notre unique source d'informations dans cette région. En revanche, dans la zone d'accumulation de la calotte, il existe des séries de bilans obtenues par l'interprétation de forages qui dépassent le siècle, mais elles peuvent être parfois très incomplètes (comme l'une des séries de bilans à la station de Summit dans Hammer (1997)). Ces séries incomplètes ainsi que celles inférieures à cinq années de mesure n'ont pas été conservées.

- les données de la zone d'accumulation mesurées dans des puits ou à l'aide de carottages sont souvent reportées comme des données moyennes de l'accumulation sur plusieurs années (par exemple, les données de Fisher (1995) le long de la ligne EGIG), ou inversement, ne représentent que des sections d'années correspondant à des découpages fixes de carottes (les données de la carotte EUROCORE, Savarino (1996)). Les accumulations annuelles n'ont pas toujours été évaluées. Or ce sont justement ces valeurs dont nous avons besoin pour les analyses de comparaison inter-annuelles. Ces séries ne sont donc pas non plus retenues

- les données publiées sont relativement inhomogènes. En effet, les concepts de la glaciologie moderne sont assez récents (Meier (1962), Anonyme (1969)). Les informations trouvées dans la littérature ancienne (et parfois même plus récente) sont à considérer avec prudence. Pour certains auteurs comme Drygalsky, de Quervain, ou encore Wegener le bilan en zone d'ablation est défini comme "ablation", alors qu'à l'heure actuelle, le mot ablation signifie fonte de la neige et de la glace annuelle. De plus, certaines données sont exprimées en mètres de glace ou de neige. Les mesures de densité permettant le passage en unité standardisée n'ont pas toujours été réalisées (par exemple, les données de la région de Thulé publiées dans Griffiths (1960)). Dans ce cas, les mesures ne peuvent être prises en compte dans la comparaison des différentes séries entre elles.

Néanmoins, il subsiste environ 70 sites dans la base de données exploitable au Groenland, que nous décrivons dans les paragraphes suivants. Pour chacun des sites retenus, on s'est efforcé de rassembler le maximum de mesures (extraites de la littérature ou fournies directement par les auteurs des mesures), afin de disposer d'un plan d'expérience aussi exhaustif que possible

des données de bilan de masse de la calotte. Cette partie du chapitre réunit donc toutes les informations qui ont pu être collectées à propos des différents sites de mesure sur la calotte : une description géographique du site, les méthodes de mesure utilisées, les organismes ou les campagnes de mesure... On présentera dans la mesure du possible pour chaque site, une carte du site ainsi que le tableau des valeurs annuelles de bilans. Pour plus de facilité, nous découpons cette présentation en trois parties, la région sud, la région centre et la région nord.

II.3.3 LA REGION SUD DE LA CALOTTE

Dans la région sud-ouest de la calotte, seuls huit glaciers sont retenus (situés dans la zone d'ablation), ainsi que la station de Dye 3 en zone d'accumulation sud. La situation géographique des huit glaciers et de Dye 3 est présentée sur la carte de la figure II.7. Les caractéristiques de ces sites sont résumées dans le tableau II.17 puis détaillées dans les paragraphes suivants.

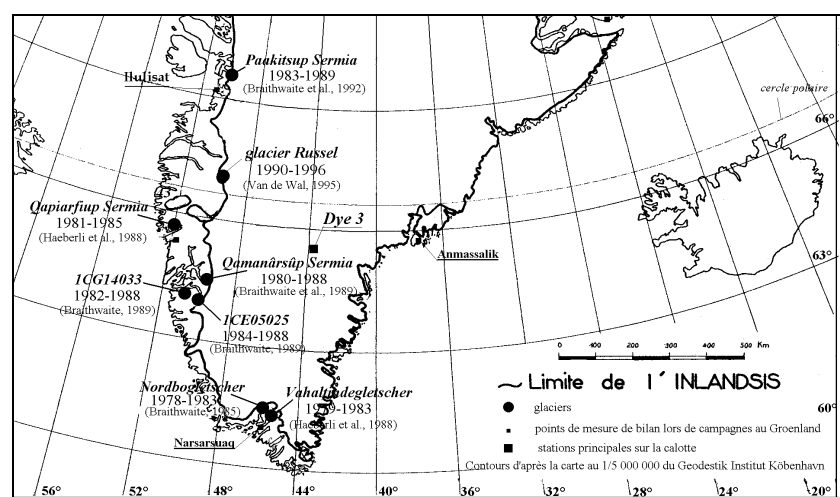


Figure II.7 : glaciers retenus pour l'étude des bilans de la côte sud-ouest, avec les périodes de mesure ainsi que les auteurs de la publication concernée

nom	type	surface (km ²)	code dans l'inventaire	orientation	période mesure	bilans	long.	lat.
Paakitsup	émissaire	316	1GE04002	ouest	1983-89	β_t	50°20-48°7	69°28-69°5
gl. Russel	émissaire	175	1DG03001	ouest	1990-96	b. 8 balises	50°07	67°05
Qapiarfiup	calotte	16	1DB10002	nord-ouest	1981-85	bilan global	52°06	65°37
ICE05025	émissaire	437	1CE05025	ouest	1984-88	b. 3 balises	49°47	63°50
Qamanârsûp	émissaire	327	1CH21002	sud-ouest	1980-88	b.18 bal.	49°32	64°28
1CG14033	gl. local	1.1	1CG14033	nord-est	1982-88	b.5 bal.	50°39	64°01
Vahaltindegl	cirque	1.9	1AG05009	nord	1979-83	b. global	45°20	61°26
Nordbogl.	émissaire	166	1AG05001	sud	1978-83	b. 10 bal.	45°25	61°27
Dye 3	station				1931-88	carotte, balise	43°29	65°11

Tableau II.17 : caractéristiques des glaciers de la côte ouest et de la station de Dye 3. Les codes (colonne 4) et coordonnées (colonnes 8 et 9) sont extraits de l'inventaire de Weidick (1992)

II.3.3.1 Paakitsup Sermia

Ce glacier est une vaste langue émissaire de la calotte, occupant un bassin de 316 km² (33.6 km² pour le bassin excluant la marge de la calotte) au nord de la ville de Ilulissat. Les bilans de ce glacier ont été obtenus par la lecture de 10 balises d'ablation (en aluminium) pour sept années consécutives (1983-1989). Ces balises sont comprises entre 240 m et 1070 m d'altitude. Des mesures de densité sont effectuées dans des puits juxtaposés aux balises. Ces mesures sont réalisées par l'organisme danois du GGU (Service Géologique du Groenland). Cependant, ce plan d'expérience (bilan à chaque balise par année) n'est pas disponible dans la littérature. Seules les valeurs du bilan centré moyen (termes β_t issus du calcul du modèle linéaire) sont disponibles (Braithwaite, 1992) (tableau II.18). Le site du glacier Paakitsup Akuliarusersua avec l'implantation des balises est présenté sur la carte II.8.

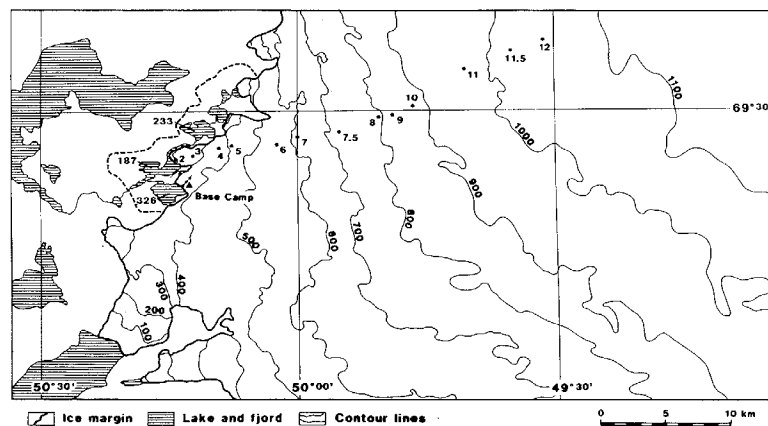


Figure II.8 : région du bassin du glacier Paakitsup Akuliarusersua avec les positions des balises. D'après Thomsen et al. (1990)

<i>année</i>	<i>bilan centré</i>
1983	0.83
1984	0.01
1985	-0.55
1986	0.45
1987	-0.48
1988	-0.35
1989	0.13

Tableau II.18 : bilans centrés du glacier Paakitsup, d'après Braithwaite (1992) (m équiv. eau). Ces valeurs sont calculées par l'algorithme de Lliboutry (1974). Les signes sont opposés à ceux de la publication pour donner une réelle valeur de bilan, et non d'ablation

II.3.3.2 Glacier Russel

Le glacier Russel est également une langue émissaire de la calotte, situé près de l'aéroport de Søndre Strømfjord. Des mesures de bilans dans les zones d'ablation et d'accumulation sont réalisées chaque année depuis 1990, dans le cadre du programme scientifique GIMEX (Oerlemans et Vugts, 1993). Ce programme a été en partie développé pour des mesures de bilans d'énergie vers la ligne d'équilibre. Le bilan est mesuré sur 8 sites de la langue émissaire, et chaque site est en réalité une moyenne sur 2 ou 3 balises. Les mesures sont réalisées à la fin de la saison d'ablation entre le 5 et le 23 août (excepté pour le site 9, où les mesures bilans sont estimées entre le 21 juillet et le 16 août). Cette région du Groenland est intéressante à étudier parce qu'elle se caractérise par une forte ablation et une faible accumulation, de telle sorte que la ligne d'équilibre moyenne sur les 4 premières années est l'une des plus hautes du Groenland (1424 m). La figure II.9 présente le site d'étude, avec l'implantation des balises et les stations météorologiques permanentes sur le glacier. Le tableau II.19 résume les données de bilan annuel par sites sur les 6 années disponibles (Van de Wal et al., 1995 ; Grueull, communication personnelle 2000).

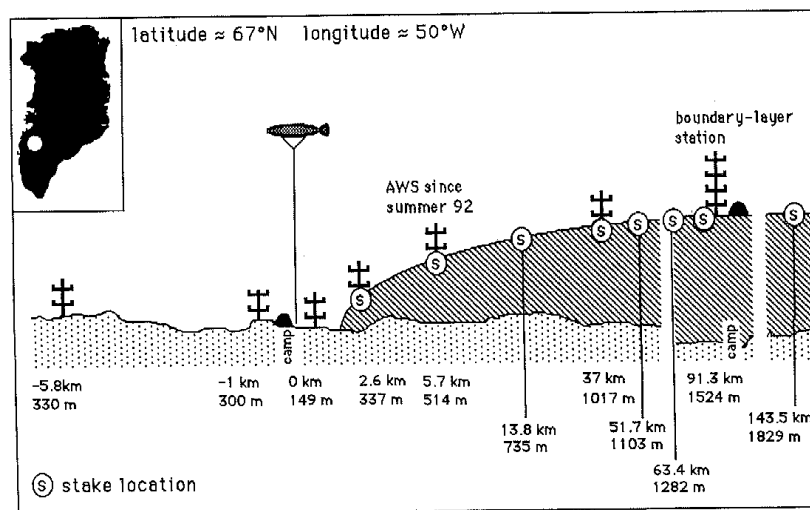


Figure II.9 : le glacier Russel, sur le bord ouest de la calotte du Groenland. Les balises sont repérées par la lettre S (avec l'altitude des balises, et la distance par rapport à un point de référence), AWS matérialise la station météorologique qui a servi en 1990 et 1991. D'après Van de Wal (1995)

station	site 4	site 5	relais	site 6	site7	site 8	site 9	site 10
altitude	337 m	514 m	735 m	1017 m	1103 m	1282 m	1524 m	
1990-91	-3.26	-2.69	-2.33	-2.00	-1.67	-1.40	-0.25	
1991-92	-2.28	-2.00	-1.49	-1.00	-0.29	0.23	0.79	
1922-93	-3.14	-2.99	-2.66	-1.51	-1.58	-0.28	0.15	
1993-94	-3.57	-3.48	-3.07	-1.37	-1.07	0.46	0.15	
1994-95	-4.39	-3.99	-3.51	-1.67	-1.77	-1.08	-0.32	0.03
1995-96	-4.04	-2.81	-1.95	-0.76	-0.42	-0.03	0.40	0.48

Tableau II.19 : bilans de masse annuels aux 8 sites du glacier Russel (m équiv. eau). D'après Van de Wal et al. (1995) et Grueull (communication personnelle, 2000)

II.3.3.3 Qapiarfiup Sermia

Qapiarfiup Sermia est une petite calotte de glace séparée de l'indlandsis. Les mesures sont réalisées par le GGU chaque année entre 1981 et 1985 et les valeurs sont issues de la compilation des bilans du WGMS publiée par Haeberli et Müller (1988). Cette référence fournit les bilans hivernal, estival, et net pour l'ensemble du glacier et non pas par balises. Il n'est pas précisé par quelle méthode est obtenu ce bilan global. On ne dispose pas non plus de caractéristiques supplémentaires sur la géographie du site ou sur l'implantation des balises. Les bilans annuels sont présentés dans le tableau II.20.

<i>année</i>	<i>bilan global (m eqe)</i>
1980-81	-0.04
1981-82	-0.05
1982-83	0.87
1983-84	0.65
1984-85	-0.63

Tableau II.20 : bilans globaux de la calotte Qapiarfiup entre 1981 et 1985 (en m equiv. eau). D'après Haeberli et Müller (1988)

II.3.3.4 1CE05025

Ce glacier est suivi par le GGU depuis 1984 afin d'implanter une station hydroélectrique dans ce bassin. Le bilan est mesuré en 3 points sur la langue émissaire de la calotte dans une gamme d'altitude très proche, entre 1110 m et 1190 m (zone d'ablation), de 1984 à 1988. D'après le GGU, la balise la plus haute serait malencontreusement placée dans un endroit où de la neige s'accumule par un effet de vent. C'est pourquoi on ne retiendra que les 2 balises du bas dans l'analyse (altitude : 1110 m et 1140 m). Les données sont extraites de Braithwaite (1989). Le bassin du glacier 1CE05025 est présenté figure II.10 et les bilans aux trois balises dans le tableau II.21.

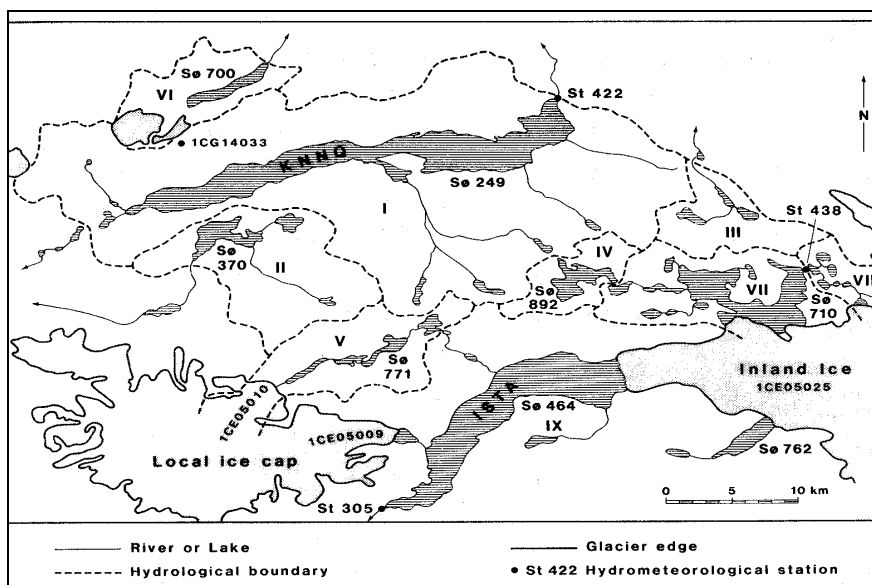


Figure II.10 : région du glacier ICE05025, extrait de Braithwaite (1989). Le site du glacier ICG14033 est aussi visible, au nord ouest du glacier ICE05025

	alt=1110m	alt=1140m	alt=1190m
1983-84		-2	
1984-85	-2.1	-1.9	-2.2
1985-86	-1.5	-1.8	-1.8
1986-87	-1.8	-2.2	
1987-88		-1.7	

Tableau II.21 : bilans du glacier ICE05025 pour 3 balises (m équiv. eau) sur 1984-1988. D'après Braithwaite (1989)

II.3.3.5 Qamanârsûp Sermia

Cette langue d'ablation émissaire de l'indlandsis a été mesurée pendant 9 ans (1980-1988) pour 18 balises de la zone d'ablation (altitude des balises : 110 m à 1410 m). Ce plan d'expérience est cependant incomplet parce que toutes les balises n'ont pu être relevées chaque année (mauvais temps, balises perdues, zone de crevasses...). En 1988 le bilan est relevé à deux balises seulement. Les 18 balises du glacier Qamanârsûp sont placées en zone d'ablation (excepté en 1983 et 1984 où la ligne d'équilibre est descendue jusqu'à la balise 13 (1200 m d'altitude). Cette zone représente une vaste surface de 150 km². L'année budgétaire est fixe, du 1^{er} septembre au 31 août. Ce glacier est également suivi par l'organisme danois du GGU. L'implantation des balises est représentée sur la figure II.11, et les valeurs de bilans dans le tableau II.22.

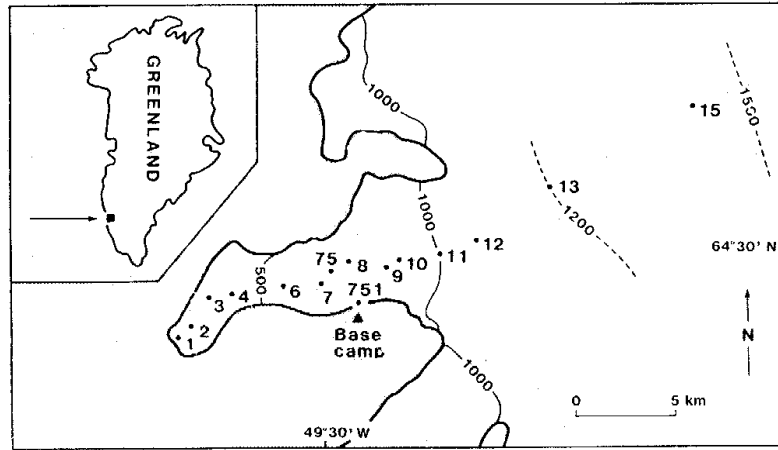


Figure II.11 : plan d'implantation des balises sur l'émissaire de la calotte Qamanârsûp. D'après Braithwaite et al. (1989)

balise	alt (m)	79/80	80/81	81/82	82/83	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88
0.01	110	-5.15	-5.28	-4.9	-4.69	-4.64				
0.02	190	-4.39	-4.5	-4.89	-4.28	-4.31	-5.7	-5.8		
0.03	320	-5.4	-5.92	-5.44	-4.87	-4.45	-5.7	-5.4		
0.04	370		-6.33	-5.26	-4.68	-4.63	-6	-5.4		
0.05	490		-4.63							
0.06	580		-3.92	-3.74	-3.36	-3.65	-5	-3.8	-4.7	
0.07	680		-5.18	-3.56	-2.71	-3.23	-3.2	-3.5	-4.7	
0.75	760	-3.49	-4.11	-4.57	-3.32	-3.09	-5.6	-3.1	-4.9	
751	790	-4.09	-4.69	-4.66	-3.74	-4.26	-5.9	-4.5		-4.2
0.08	790	-3.05	-4.23	-5.14	-2.52	-3.18				
0.09	910	-2.33	-2.49	-2.19	-2.22	-1.97	-3	-2.6	-2.8	
0.91	880	-2.75	-3.87	-3.43	-2.67		-4.4	-3.7		
0.93	940	-2.5	-2.03	-1.78	-0.78	-1.89	-2.7	-2.1		
0.1	930	-2.34	-1.89	-2.11	-0.67	-0.77	-2.4	-2.3	-2.9	
0.11	1000	-1.98	-1.38	-1.57	-0.61	-0.93	-2.3			
0.12	1090		-1.96	-1.62	-0.87	-1.29	-2.5	-2.2		
0.13	1200		-0.41	-0.31	0.8	0.4	-1	-1	-0.6	
0.15	1410		-0.47	-0.33	0.7	0.7	-0.4	-0.6	-0.4	0

Tableau II.22 : bilans aux 18 balises du glacier Qamanârsûp (m equiv. eau) sur la période 1980-1987. D'après Braithwaite et al. (1989)

II.3.3.6 ICG14033

Ce glacier a fait l'objet d'une étude par le GGU entre 1982 et 1988 pour l'implantation potentielle d'une station hydroélectrique dans cette région, supplantant celle de Nuuk. Huit balises en aluminium ont été implantées en 1982, entre 1260 m et 1360 m d'altitude. Le bilan net n'est cependant disponible que pour 5 balises situées en zone d'ablation (entre 1260 m et

1330 m). Ces mesures de bilans sont effectuées fin août ou début septembre (Braithwaite, 1990) (tableau II.23). Des mesures de l'accumulation d'hiver à l'aide de puits sont aussi disponibles à 8 stations sur 7 ans. Le site de ce glacier est proche de celui du glacier 1CE05025 (figure II.10).

	$z=1260\text{ m}$	$z=1270\text{ m}$	$z=1300\text{ m}$	$z=1320\text{ m}$	$z=1330\text{ m}$
1981-82	-0.60				
1982-83	0.03	0.38	0.59	0.60	-0.62
1983-84	-0.02	-0.36	0.09	0.27	0.03
1984-85	-1.62	-1.58	-1.06		-0.68
1985-86	-0.58	-0.44	0.30		0.14
1986-87	-0.47	-1.04	-0.36		-0.03
1987-88	0.05	-0.22	0.07		0.21

Tableau II.23 : bilans du glacier 1CG14033 (m équiv. eau), d'après Braithwaite (1990). Les données de ce tableau sont précédées du signe opposé à la référence, pour disposer d'une valeur réelle de bilan et non d'ablation

II.3.3.7 Nordbogletscher

Le glacier du Nordbogletscher est une langue émissaire de la calotte de 166 km², situé à une trentaine de kilomètres de la ville de Narsarsuaq. Exposé plein sud, la pente générale du glacier est faible, de 2 à 3 degrés. Les mesures sont réalisées sur 6 ans pour 14 balises placées dans la zone d'ablation entre 800 et 900 m d'altitude (loin de la ligne d'équilibre située à 1500 m). La période hydrologique est de septembre t à août $t+1$ de l'année suivante. La mesure des bilans est gérée par l'organisme danois GGU. Les données de bilans sont issues de Braithwaite (1985). L'implantation du site est reportée figure II.12, et les valeurs correspondantes des bilans dans le tableau II.24.

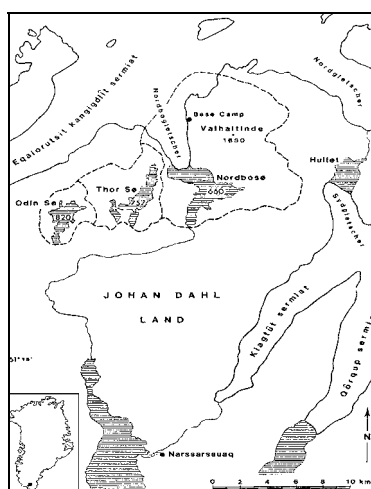


Figure II.12 : situation géographique du glacier du Nordbo, d'après Braithwaite et al. (1988)

<i>balise</i>	<i>77/78</i>	<i>78/79</i>	<i>79/80</i>	<i>80/81</i>	<i>81/82</i>	<i>82/83</i>
0.3	-2.07	-1.22	-2.26	-1.96	-2.05	-1.17
32	-2.52	-1.42	-2.75	-2.58	-2.52	-0.86
34	-2.48	-1.61	-1.8	-2.31	-1.83	-1.23
0.4	-2.25	-1.8	-3.12	-2.2	-1.82	-0.77
41	-2.31	-1.64	-2.75	-2.41	-1.86	-1.46
42	-2.46	-1.58	-2.45	-2.46	-1.92	-1.39
44	-1.9	-1.93	-2.73	-2.02	-1.88	-0.85
46	-2.22	-1.75	-2.69	-2.81	-2.09	-1.2
0.5	-2.15	-1.72	-3.1	-2.37	-2.35	-1.01
51	-2.39	-1.95	-3.35	-2.53	-2.46	-1.32
52	-2.51	-2.14	-2.02	-1.99	-2.04	-1.32
54	-2.3	-1.84	-2.58	-2.24	-2.05	-0.64
61	-2.41	-1.34	-2.95	-2.49	-2	-1.47
63	-2.47	-2.18	-2.62	-2.44	-2.04	-1.57

Tableau II.24 : données de bilans pour le glacier du Nordbo, sur 1978-1983 (m équiv. eau). D'après Braithwaite et al. (1985), de signe opposé à la publication pour disposer d'une valeur de bilan et non d'ablation

II.3.3.8 Vahaltindegletcher

Ce glacier est un petit glacier de cirque de 1.9 km², orienté plein nord. Les données de bilans de ce glacier sont issues des publications du WGMS (Haeberli et Müller, 1988). On ne dispose pas des données originales du bilan par balises, et rien n'est précisé sur la méthode utilisée pour obtenir les différents bilans sur les cinq années de mesure (1979 à 1983). Seul le bilan annuel ainsi que les bilans hivernaux et estivaux sont disponibles pour tout le glacier. Le site du cirque du Vahaltindegletscher est proche de celui du Nordbo (environ 5 km) (figure II.12). Les valeurs des bilans sont présentées dans le tableau II.25.

<i>années</i>	<i>bilan</i>
1979	-0.01
1980	-0.22
1981	-0.5
1982	-0.27
1983	0.17

Tableau II.25 : bilans globaux du Vahaltindegletscher (m équiv. eau), d'après Haeberli et Müller (1988)

II.3.3.9 station de Dye 3

En zone d'accumulation de la calotte, des études ont été menées à la station de Dye 3 (altitude 2480 m). Cette station a été mise en place lors du programme de forage profond GISP en 1976 et 1977. Le but des mesures à Dye 3 consistait à déterminer l'accumulation annuelle par les variations d'isotopes de l'oxygène et de radioactivité (Nijampurkar, 1990). Les expéditions du CRREL (*Cold Region Research and Engineering Laboratory*) se sont également intéressées à ce site en déterminant l'accumulation annuelle par une moyenne de 20 balises, relevées chaque année entre 1960 et 1988 (Tobiason, non publié). Malheureusement, la densité n'est pas disponible, et ces valeurs ne peuvent être prises en compte dans nos analyses.

Les données d'accumulation à Dye 3 sont résumées dans le tableau suivant II.26.

<i>année</i>	<i>accumulation</i>	<i>année</i>	<i>accumulation</i>
1975	31,6	1955	59,6
1974	49,1	1954	70,1
1973	80,6	1953	45,6
1972	119,2	1952	42,1
1971-1970	101,7	1951	45,6
1969	70,1	1950	52,6
1968	38,6	1949	56,1
1967	35,1	1948	52,6
1966	52,6	1947	87,7
1965	38,6	1946	77,1
1964	73,6	1945	84,2
1963	52,6	1944	49,1
1962	42,1	1943-1941	199,9
1961	42,1	1940-1939	161,3
1960	73,6	1938	42,1
1959	63,1	1937	73,6
1958	77,1	1936	56,1
1957	59,6	1935	45,6
1956	52,6	1934-1931	256

Tableau II.26 : valeurs de l'accumulation annuelle à la station de Dye 3 (cm d'eau). D'après Nijampurkar (1990)

II.3.4 LA REGION CENTRE DE LA CALOTTE

Les situations géographiques des points retenus dans la zone d'accumulation du centre du Groenland sont présentées sur la figure II.13 et détaillées dans les paragraphes suivants.

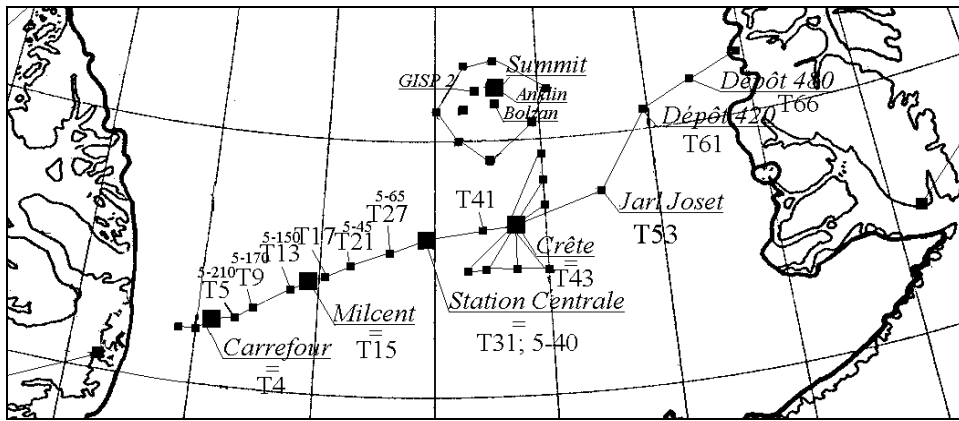


Figure II.13 : carte des mesures de bilans réalisées sur le centre de la calotte du Groenland. Les différentes appellations des sites sont tirées de la littérature. Aux environs de 70°N, 4° de longitude (espace entre 2 traits verticaux) représentent 155 km. Entre deux traits horizontaux, les 3° de latitude représentent 330 km

Trois ensembles se distinguent sur cette carte : l'axe EGIG (stations T4 à T66), la région de la station de Summit et le voisinage de la station de Crête. Pour chacune de ces zones, nous présentons les caractéristiques principales dans les paragraphes suivants. L'ensemble des données d'accumulation pour chacune des trois régions sont regroupées dans les trois tableaux II.30, II.32 et II.34.

II.3.4.1 axe EGIG

Un certain nombre d'études se sont concentrées aux environs de 70°N, le long d'un axe transverse ouest-est. Cette ligne, actuellement nommée axe EGIG (*Expédition Glaciologique Internationale au Groenland*) a été suivie tout d'abord par les Expéditions Polaires Françaises au début des années 50, puis par l'EGIG de 1957 à 1974, et à nouveau réétudiée au début des années 80.

Cet axe fournit l'essentiel des données pour le centre de la calotte. On dispose d'un certain nombre de données publiées, mais aussi de mesures effectuées par les EPF sur une période assez longue et qui n'ont jamais été utilisées dans la littérature (Pourchet, communication personnelle).

Un résumé des caractéristiques (auteurs des mesures, méthode de détermination de l'accumulation, période des relevés) des différents sites de cet axe est présenté dans le tableau II.27.

<i>sites</i>	<i>auteur+date</i>	<i>méthode</i>	<i>période</i>
Correfour-T4 = 5-230	Pourchet (non publié) Pourchet (non publié) Federer (1969) Benson (1962) Ambach (1970)	balises, accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle carotte, accu. annuelle, variations Tritium	1960-64:65-68:69-74 1959-1968 1962-1965 1951-1955 1949-1967
T5 = 5-210	Pourchet (non publié) Fisher (1995) Benson (1962) Anklin (1994)	balises, accu. moyenne variations O ₁₈ , accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂	1960-64:65-68:69-74 1983-1990 1951-1955 1983-1989
T9 = 5-170	Pourchet (non publié) Fisher (1995) Benson (1962) Anklin (1994)	balises, accu. moyenne variation O ₁₈ , accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂	1960-64:65-68:69-74 1982-1989 1951-1955 1982-1989
T13 = 5-50	Pourchet (non publié) Fisher (1995) Benson (1962) Anklin (1994)	balises, accu. moyenne variation O ₁₈ , accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂	1960-64:65-68:69-74 1983-1989 1951-1955 1982-1989
T15=Milcent = 5-140	Pourchet (non publié) Benson (1962) Pourchet (non publié)	balises, accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle carotte, stratigraphie, accu. annuelle	1960-64:65-68:69-74 1951-1955 1959-1968
T17	Pourchet (non publié) Fisher (1995) Anklin (1994)	balises, accu. moyenne variation O ₁₈ , accu. moyenne carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂	1960-64:65-68:69-74 1982-1989 1982-1989
T21 = 5-45	Pourchet (non publié) Anklin (1994) Fisher (1995) Benson (1962)	balises, accu. moyenne carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂ variation O ₁₈ , accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle	1960-64:65-68:69-74 1982-1989 1982-1989 1950-1955
T27 = 5-65	Pourchet (non publié) Fisher (1995) Benson (1962) Anklin (1994)	balises, accu. moyenne variation O ₁₈ , accu. moyenne carotte, stratigraphie, accu. annuelle carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂	1960-64:65-68:69-74 1982-1989 1950-1955 1982-1989
T31 = Station Centrale =	Pourchet (non publié) Anklin (1994) Pourchet (non publié) de Quervain (1968) Benson (1962) Fisher (1995) Aegerter (1969) Diamond (1956)	balises, accu. moyenne carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂ carotte, stratigraphie, accu. annuelle puits, stratigraphie; accu. annuelle puits, stratigraphie; accu. annuelle variation O ₁₈ , accu. moyenne accu. moyenne accu. annuelle	1960-64:65-68:69-74 1982-1989 1940-1967 1948-1960 1947-1955 1981-1989 1953-1959 1911-1931
T41	Pourchet (non publié) Anklin (1994)	balises, accu. moyenne carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂	1960-64:65-68:69-74 1979-1989
T43=Crête	Pourchet (non publié) Anklin (1994) Pourchet (non publié) de Quervain (1968) Aegerter (1969) Clausen (1988)	balises, accu. moyenne carotte, accu. annuelle, variations de H ₂ O ₂ carotte, stratigraphie, accu. annuelle puits, stratigraphie; accu. annuelle accu. moyenne accu. annuelle, puits, variations de O ₁₈	1960-64:65-68:69-74 1977-1989 1954-1968 1952-1960 1953-1959 1796-1974
T53=Jarl Joset	Pourchet (non publié) de Quervain (1968)	carotte, stratigraphie, accu. annuelle puits, stratigraphie; accu. annuelle	1953-1968 1946-1960
T61=Dépôt 420	Pourchet (non publié) de Quervain (1968)	carotte, stratigraphie, accu. annuelle puits, stratigraphie; accu. annuelle	1951-1968 1953-1959
T66=Dépôt 480	Pourchet (non publié)	carotte, stratigraphie, accu. annuelle	1957-1968

Tableau II.27 : résumé de l'ensemble des données le long de l'axe EGIG, avec les périodes de mesures, l'auteur des publications, le type de données (accumulation annuelle ou moyenne sur une période) et les méthodes utilisées lorsque ces informations sont disponibles

Trois auteurs ont principalement relatés les mesures sur l'axe EGIG (Pourchet (non publié), Benson (1962) et Anklin (1994)). Ce tableau nécessite quelques remarques supplémentaires pour justifier le choix des sites retenus sur cet axe.

a) mesures de Benson (1962)

Le raid effectué par Benson (expéditions SIPRE en 1955) constitue la plus grande ligne de points jamais relevée au Groenland (Benson, 1962). Ce raid s'étend du Nord ouest (76°30 N) et rejoint au sud la ligne EGIG vers 71° N (voir la figure globale des mesures II.6).

Au total 146 puits ont été réalisés sur la calotte pour déterminer l'accumulation par lecture de la stratigraphie de la neige. Au centre du Groenland, lorsque le raid rejoint la ligne EGIG, le bilan est alors mesuré en 15 points communs, pour des périodes de 5 ans (1951-1955) à 10 ans (1946-1955).

Ces mesures d'accumulation ont été déterminées à partir de la lecture du graphe de Benson (1962). L'estimation des valeurs conduit à une erreur systématique d'environ ± 5 cm, sur des bilans de 50 cm à l'ouest et 20 cm au centre de la calotte.

b) mesures de Pourchet (non publiées)

Les mesures d'accumulation moyennes et annuelles au centre de la calotte, réalisées pendant les campagnes EGIG-1968 et EGIG-1974 ont été minutieusement collectées par M. Pourchet qui a participé à la réalisation d'une partie de ces relevés. Seules les compositions des éléments chimiques également mesurées lors de ces expéditions (Na, Ca, Mg, K, ...) ont déjà été utilisées dans la littérature (Boutron, 1979).

En 1968, pendant la campagne EGIG 2, des accumulations annuelles ont été mesurées aux 7 principales stations de l'axe ouest-est, à l'aide d'un carottier SIPRE. Les comptages annuels des couches de la carotte sont déterminés par des variations de la stratigraphie. Les caractéristiques de ces sites sont présentées dans le tableau II.28.

<i>stations</i>	<i>lat.</i>	<i>long.</i>	<i>alt. (m)</i>	<i>d. côte W</i>	<i>période</i>
Carrefour	69°49 N	47°26 W	1849	138 km	59-68
Milcent	70°18 N	44°35 W	2456	240 km	59-68
Stat. Cent.	70°54 N	40°38 W	2966	370 km	40-68
Crête	71°07 N	37°19 W	3167	490 km	54-68
Jarl Joset	71°27 N	33°28 W	2858	610 km	53-68
Dépôt 420	72°13 N	32°19 W	2804	630 km	51-68
Dépôt 480	72°30 N	29°58 W	2378	695 km	57-68

Tableau II.28 : caractéristiques des stations où l'accumulation est mesurée annuellement. d. côte W. représente la distance estimée à la côte ouest de l'Inlandsis. D'après Pourchet (non publié)

Des valeurs d'accumulations moyennes (et non plus annuelles) sur 3 périodes distinctes, 1960-1964, 1965-1968 et 1969-1974 sont aussi disponibles à 53 sites, espacés environ tous

les 10 km (numérotés T1 à T53) sont recensés. Ces valeurs n'étant pas utilisées dans notre analyse, elles ne figurent pas ici.

c) mesures de Anklin (1994)

En 1990, l'institut allemand "Geodetic Institute TU Braunschweig" décide de reprendre la route de l'EGIG, afin de mesurer les marqueurs laissés par les expéditions antérieures. Onze puits et carottes peu profonds d'une hauteur de 8 à 10 m furent réalisés de la station T1 à celle de Summit. Des mesures de densité et de variations saisonnières de peroxyde d'hydrogène H₂O₂ (les variations de ce paramètre sont essentiellement liées à des variations photochimiques) furent réalisées pour déterminer l'accumulation annuelle aux différents puits. L'accumulation a pu être déterminée pour huit ans minimum (sites T5, T13, T27 sur 1983-89), et jusqu'à 20 ans de mesure pour la station de Summit (1970-1989). Ces différents sites sont présentés dans le tableau II.29.

<i>site</i>	<i>lat.</i>	<i>long.</i>	<i>alt. (m)</i>	<i>période</i>
T5	69,51 N	47,15 W	1905	1983-89
T9	70,00 N	46,18 W	2107	1982-89
T13	70,14 N	45,01 W	2375	1983-89
T17	70,22 N	44,06 W	2530	1982-89
T21	70,33 N	43,01 W	2692	1982-89
T27	70,46 N	41,33 W	2868	1983-89
T31	70,55 N	40,38 W	2966	1981-89
T41	71,05 N	37,55 W	3150	1979-89
Crete	71,07 N	37,19 W	3174	1977-89
Summit	72,35 N	37,38 W	3230	1970-89

Tableau II.29 : coordonnées et périodes de mesure de l'accumulation des points relevés par Anklin (1994) en 1990 le long de la ligne EGIG

d) autres mesures

A ces trois grandes campagnes s'ajoutent également des mesures plus locales. Nous ne citerons ici que celles donnant des valeurs de l'accumulation annuelle, utiles à notre analyse de répartition du bilan de masse.

La station de Carrefour a fait l'objet de suivis des accumulations annuelles de 1949 à 1967 grâce aux variations de tritium relevées dans la carotte (Ambach, 1970). De Quervain (1968) propose des données d'accumulations annuelles à Station Centrale pour 1948-60. Ces mesures sont réalisées par la lecture de la stratigraphie de puits. Diamond (1956) donne également des valeurs de l'accumulation annuelle pour Station Centrale sur la période 1911-1931. Dansgaard (1975) présente des données d'accumulations à Milcent sur la période 1176-1967.

e) présentation des données d'accumulation sur l'axe EGIG

Tableau II.30 : valeurs de l'accumulation annuelle le long de l'axe EGIG. Les abréviations des auteurs sont : An :Anklin, Am : Ambach, B : Benson, Di : diamond, Da : Dansgaard, P : Pourchet, dQ : de Quervain

II.3.4.2 la région de Summit

Point culminant de la calotte du Groenland, la station de Summit a attiré un grand nombre de campagnes en vue des grands forages remontant à quelques milliers d'années (voir centaine de milliers) d'archives climatiques. Les différentes mesures autour de Summit que nous utiliserons dans cette analyse sont présentées dans le tableau II.31 puis détaillées dans les paragraphes suivants.

<i>nom</i>	<i>auteur</i>	<i>latitude</i>	<i>longitude</i>	<i>altitude</i>	<i>période</i>
GISP2	Allev (1997)	72°36' N	38°30' W		1890-1988
	Anklin (1994)	72°35' N	37°28' W	3230 m	1970-1989
Summit 1974	Langway (1985)	71°17' N	37°56' W		1903-1972
Part de GISP2	Bolzan (1994)	72°17' N	37°55' W	3215 m	1953-1986
Site 13	Bolzan (1994)	72°53' N	39°09' W		1951-1986
Site 15	Bolzan (1994)	72°58' N	37°42' W		1945-1986
Site 31	Bolzan (1994)	72°20' N	40°12' W		1958-1986
Site 37	Bolzan (1994)	72°38' N	35°56' W		1947-1986
Site 51	Bolzan (1994)	71°55' N	39°50' W		1959-1986
Site 57	Bolzan (1994)	71°55' N	35°27' W		1964-1986
Site 571	Bolzan (1994)	72°12' N	36°22' W		1948-1986
Site 73	Bolzan (1994)	71°36' N	38°08' W		1956-1986

Tableau II.31 : données disponibles à la station de Summit, caractéristiques des sites de forage (lorsqu'elles sont disponibles), auteurs et périodes des mesures (part de GISP2 : campagne réalisée pendant le forage GISP2)

a) mesures de Anklin (1994)

Cet auteur a déterminé l'accumulation annuelle à Summit pour une période de 21 ans (1970-1989). La technique utilisée est la même que celle décrite dans le paragraphe concernant les mesures du même auteur sur le reste de l'axe EGIG.

b) mesures des forages GRIP et GISP2

Les valeurs annuelles d'accumulation mesurées pendant le programme GISP2 sont reportées dans les articles de Bolzan (1994), traitant de l'accumulation sur 1953-1986 (mesure des variations de $\delta^{18}\text{O}$ et de radioactivité β), de Alley (1997) pour la période 1890-1990, et Dibb (1992) pour la période 1856-1988 (variation de β et de plomb 210, les accumulations sont données en moyenne pour 5 ans).

Pour le forage de GRIP, on fait référence aux articles de Hammer (1997) (période 1890-1989, variation de $\delta^{18}\text{O}$, bien que le découpage des carottes en longueurs fixes ne conduise pas à des périodes identiques) et de Langway (1985) pour la période 1903-1972.

c) présentation des données

Cet ensemble de mesures d'accumulation est résumé dans le tableau II.32.

Summit				site 13								Summit				site 13											
An	Bo	La	Al	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	An	Bo	La	Al	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo	Bo			
1890			31.4									1940			25	25.2											
1891			24.7									1941			23.4	22.6											
1892			23.2									1942			31.3	31.3											
1893			26									1943			17.2	29.4											
1894			29.7									1944			28.1	27.8											
1895			23.8									1945			39	25.9		20.5									
1896			17.7									1946			28.1	22.8		24.9									
1897			32.4									1947			29.7	25		17.7				27.5					
1898			19.9									1948			23.4	33.8		17.9				18.9			23.7		
1899			22.7									1949			23.4	19.8		20.8				16.6				26.9	
1900			26.3									1950			25	19.8		30.7				46.2				49.6	
1901			31.5									1951			21.9	18	26.3	18.9				29.9				21.2	
1902			34.1									1952			28.1	26.4	13.1	21.9				22.1				24.1	
1903			16.7									1953		27	25	28.8	25.9	21.7				29.4				30.1	
1904		34.4	26.1									1954		29.1	29.7	27.2	22.5	20.4				22.6				22	
1905		28.1	16.6									1955		24.1	32.8	29	19.7	25.3				19.9				23.3	
1906		20.3	15.1									1956		24.1	20.3	24.2	22.1	13.8				19				29.8	
1907		23.4	27.4									1957		29.2	25	23.9	20.8	21				23				20.4	
1908		23.4	19.3									1958		23.3	34.4	25.6	22.6	20.4	34.5		24					31.2	
1909		20.3	27.2									1959		32	29.7	24.6	24.8	24.8	29.3	25.7	33.8					29.9	
1910		25	25									1960		20.4	20.3	29.3	13.3	12.4	28.2	16.7	30.2					20.3	
1911		31.3	28.4									1961		25.1	25	18.4	20.9	28.1	27.1	22	27.2					19.5	
1912		26.6	23.4									1962		20	20.3	23	33.3	21.3	30.5	11.1	30.1					19.5	
1913		25	26.2									1963		33	25	27	21.3	21.9	30.5	21.9	33					18.8	
1914		23.4	23.9									1964		25.3	28.1	24.2	17.3	14	36.6	19.8	38.7		23.6			19.5	
1915		21.9	29.6									1965		15.1	26.6	25.9	22	14	22.4	15.3	26		22			21.3	
1916		35.9	23									1966		20.3	17.2	15.4	36.3	20.3	29.1	15	24.9		28.8			29.6	
1917		17.2	29.3									1967		24.1	23.4	22.1	13.2	17.9	27.4	18.2	31.3		18.6			14.3	
1918		28.1	26.5									1968		24.1	31.3	22	19.3	16.9	27.7	15.6	29.9		17.8			16.8	
1919		21.9	17.3									1969		23.5	26.6	25.8	13.5	13.2	27.5	20	30.1		20.7			18.1	
1920		23.4	15.2									1970	18.1	21.9	20.3	23.6	26.4	25.3	29.2	15.6	23.1		21			17	
1921		25	31.2									1971	21.6	28.8	25	20.3	31.2	17.9	27.8	30.7	32.6		34			9.9	
1922		21.9	25.4									1972	26.6	28.8	16.6	27.1	20.1	15.8	29.6	18	31.8		24			19.8	
1923		26.6	13.7									1973	17.7	19.4		21.6	18.8	13.8	21.1	15.6	22.1		19.2			21	
1924		18.8	24									1974	15.6	25.9		17.1	26.8	16.8	34.9	26.2	28.7		24.7			18.7	
1925		20.3	19.2									1975	21.2	24.1		21.6	23.3	9.2	34.1	21.6	35.6		24.7			25.4	
1926		20.3	23.8									1976	19.9	27.6		26.2	31	15.9	30.4	20.6	29		30.1			23.5	
1927		26.6	19									1977	24.3	23.3		27.6	22.7	18	31.5	14.1	37.7		17			21.9	
1928		28.1	25.1									1978	22.7	20.1		25.6	21.8	20.2	26.1	15.6	27.6		20.7			15.3	
1929		25	24.9									1979	19.3	28.9		21.9	20.2	14.8	30.7	27.3	24.3		18.8			18.4	
1930		23.4	26.9									1980	20.4	22.7		23.6	27.6	15.1	21.4	16.5	31.2		31.3			17.6	
1931		23.4	29.3									1981	20.4	22.6		24.5	18.7	16.3	27.5	11.9	24.9		17.2			17.1	
1932		32.8	22.6									1982	18.9	22.8		14.9	21	15.8	24.3	24.3	23.6		18.6			20.1	
1933		32.8	27									1983	23.9	26.3		21.3	20.4	18.4	29.8	16.9	32.8		28.2			30.4	
1934		28.1	27									1984	27.2	24.8		27.8	32	24.3	28	29.2	33.3		23.3			21.1	
1935		17.2	29.7									1985	15.7	31.8		24.8	23.1	16.8	37.5	18.9	33.8		23.5			20.2	
1936		28.1	22									1986	21.2	30.5		18.1	23.2	20.4	21.9	28	30.8		27.4			27.6	
1937		21.9	14.4									1987	19.7			26.4											27.2
1938		29.7	25.5									1988	13.8			19											
1939		34.4	26.1									1989	12.9														

Tableau II.32 : valeurs de l'accumulation autour de la station de Summit. Les abréviations sont : An : Anklin, Al : Alley, Bo : Bolzan, La : Langway

II.3.4.3 région de Crête

Pour monter un nouveau programme de forage profond, une étude de faisabilité a été menée par Clausen (1988) dans la région de Crête. Lors de la campagne post-GISP en 1984 et 1985, huit carottages ont été réalisés autour de la station de Crête, numérotés de A à H (figure II.14), ainsi qu'un autre carottage proche nommé Swiss Crête (Clausen, 1988).

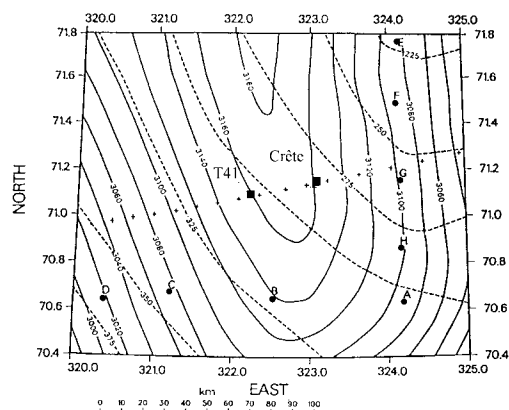


Figure II.14 : région de Crête. Localisation des sites A à H, de la station T41 et de la station de Crête. Les croix montrent le tracé de la ligne EGIG dans cette région. D'après Clausen (1988)

Le tableau II.33 résume les caractéristiques géographiques de ces forages.

<i>site</i>	<i>lat.</i>	<i>long.</i>	<i>alt. (m)</i>
site a	70,63491	324,18001	3097
site b	70,65081	322,52121	3138
site c	70,677	321,213	3072
site d	70,6398	320,38222	3018
site e	71,75926	324,14947	3087
site f	71,492	324,11877	3092
site g	71,15495	324,16227	3098
site h	70,8651	324,16187	3102
Crete	71,12038	322,68364	3172

Tableau II.33 : coordonnées des stations voisines de Crête. Les latitudes et longitudes sont données en valeurs décimales. D'après Clausen (1988)

Les accumulations pour ces sites ont été déterminées par l'étude des variations isotopiques de l'oxygène. Des mesures complémentaires de composés acides comme H₂SO₄ (fortement présents lors des émissions volcaniques) permet de caler la datation et fournit ainsi une chronologie fixe.

Certaines carottes remontent loin dans le passé (le site A couvre 360 ans d'accumulation). Dans notre tableau de mesure II.34, on présentera les valeurs d'accumulation sur la période commune de 42 ans (1942-1983) pour les sites A à H et sur 1942-1973 pour Crête.

D'autres mesures ont également été réalisées à Crête : celles données par Pourchet tout d'abord sur 1954-1968, puis celles de Anklin sur 1977-1989 et enfin celles de Quervain sur 1952-1960.

Toutes ces valeurs d'accumulation sont résumées dans le tableau II.34.

	T43=Crête				site A	B	C	D	E	F	G	H
	An	P	de O	Cl								
1942				33,48	32,29	35,88	10,76	43,05	25,11	21,53	28,7	28,7
1943				21,53	35,88	28,7	25,11	32,29	17,94	21,53	21,53	21,53
1944				35,88	28,7	28,7	39,46	35,88	21,53	25,11	25,11	28,7
1945				38,27	43,05	46,64	46,64	46,64	28,7	25,11	28,7	35,88
1946				33,48	28,7	39,46	35,88	39,46	32,29	32,29	28,7	32,29
1947				28,70	32,29	25,11	32,29	35,88	21,53	25,11	32,29	32,29
1948				31,09	32,29	35,88	32,29	39,46	21,53	28,7	21,53	28,7
1949				26,31	28,7	21,53	25,11	28,7	14,35	14,35	21,53	17,94
1950				21,53	21,53	28,7	32,29	32,29	25,11	21,53	25,11	32,29
1951				26,31	25,11	25,11	28,7	28,7	17,94	14,35	17,94	17,94
1952			26,9	31,09	28,7	39,46	39,46	43,05	17,94	28,7	28,7	28,7
1953			22	31,09	39,46	32,29	32,29	35,88	28,7	25,11	28,7	32,29
1954		30,7	42,1	28,7	28,7	32,29	35,88	35,88	25,11	28,7	25,11	25,11
1955		25,4	22,7	31,09	35,88	39,46	35,88	46,64	28,7	25,11	25,11	32,29
1956		38,3	36,2	40,66	28,7	35,88	43,05	39,46	21,53	25,11	32,29	32,29
1957		22,8	29,9	31,09	35,88	32,29	32,29	32,29	25,11	21,53	28,7	25,11
1958		31,8	24,5	28,70	35,88	32,29	39,46	46,64	21,53	28,7	21,53	35,88
1959		22,9	25,3	35,88	28,7	39,46	35,88	35,88	28,7	32,29	35,88	28,7
1960		24,6	30,4	19,13	35,88	28,7	28,7	32,29	21,53	21,53	28,7	28,7
1961		23		26,31	32,29	28,7	32,29	32,29	25,11	25,11	21,53	32,29
1962		25,8		23,92	21,53	28,7	35,88	28,7	21,53	17,94	21,53	21,53
1963		29,5		35,88	32,29	35,88	28,7	43,05	17,94	21,53	17,94	25,11
1964		23,5		26,31	28,7	32,29	39,46	43,05	25,11	28,7	28,7	28,7
1965		30,9		38,27	32,29	35,88	39,46	39,46	21,53	21,53	28,7	32,29
1966		18,4		19,13	21,53	28,7	32,29	32,29	14,35	17,94	17,94	21,53
1967		19		26,31	28,7	25,11	28,7	32,29	14,35	14,35	17,94	21,53
1968		23,3		21,53	25,11	28,7	32,29	39,46	17,94	14,35	17,94	21,53
1969				28,70	28,7	25,11	28,7	21,53	21,53	25,11	25,11	28,7
1970				43,05	28,7	39,46	32,29	39,46	21,53	25,11	28,7	25,11
1971				31,09	25,11	25,11	28,7	35,88	21,53	17,94	21,53	25,11
1972				33,48	43,05	39,46	39,46	39,46	28,7	35,88	32,29	32,29
1973				26,31	25,11	28,7	32,29	32,29	21,53	25,11	21,53	28,7
1974				28,7	25,11	21,53	39,46	21,53	17,94	25,11	25,11	25,11
1975				39,46	35,88	43,05	32,29	21,53	28,7	32,29	32,29	32,29
1976				28,7	28,7	28,7	32,29	32,29	28,7	25,11	32,29	32,29
1977	19,3			32,29	39,46	39,46	39,46	43,05	28,7	21,53	25,11	25,11
1978	23,3			28,7	35,88	43,05	43,05	21,53	25,11	25,11	25,11	25,11
1979	27,5			32,29	21,53	21,53	21,53	21,53	17,94	21,53	25,11	25,11
1980	21,3			25,11	35,88	39,46	43,05	17,94	25,11	28,7	32,29	32,29
1981	25			35,88	32,29	32,29	35,88	17,94	21,53	17,94	25,11	25,11
1982	29,6			17,94	28,7	21,53	25,11	25,11	25,11	28,7	25,11	25,11
1983	29,6			43,05	17,94	21,53	21,53	25,11	35,88	35,88	35,88	35,88
1984	23,3											
1985	25,1											
1986	24,3											
1987	24,6											
1988	26,4											
1989	29,3											

Tableau II.34 : ensemble de mesures d'accumulation pour Crête et ses environs. Les abréviations des auteurs sont An pour Anklin, P pour Pourchet, dQ pour De Quervain et Cl pour Clausen

II.3.5 LE NORD DE LA CALOTTE

La région nord a suscité plus tardivement l'intérêt, mais paradoxalement on y recense un grand nombre de campagnes de mesures du bilan. On a pu trouver dans la littérature jusqu'à 35 études différentes, comme par exemple la *British North Greenland Expedition* en 1953, le *Projet 36* en 1958, l'opération *Lead Dog* en 1959. Dans le nord, les études se sont essentiellement concentrées dans l'ouest de la calotte. Elles commencent à se développer dans l'est, mais la seule étude continue est celle du glacier du Storstrommen depuis 1989. Sur l'ensemble des mesures, la plupart n'ont été réalisées que sur une courte période (généralement 1 an ou 2, jamais renouvelées). Les mesures de densité sont également souvent absentes ou les données sont des valeurs moyennes de l'accumulation sur plusieurs années¹¹.

¹¹ même si ces valeurs moyennes sont dans l'absolu intéressantes pour une estimation du bilan moyen de la calotte, le fait qu'un même site n'a jamais été mesuré sur différentes périodes, ou que aucun site issu de différentes expéditions n'est été mesuré sur la même période rend ces données bien souvent inutilisables pour des comparaisons de fluctuations

Ceci réduit donc considérablement les séries utilisables pour nos analyses du bilan dans cette zone. La carte de la figure II.15 présente les données retenues parmi toutes celles réalisées sur la partie nord de la calotte.

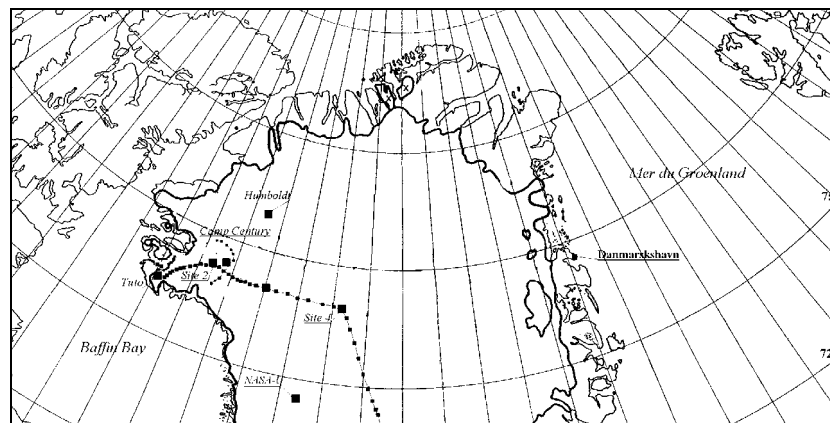


Figure II.15 : carte des bilans de la région Nord. Aux environs de 78°N, quatre degré de longitude représentent 95 km

Les seules longues séries de valeurs annuelles d'accumulation sur une traversée de la région nord sont celles l'expédition *Party Cristal* (Benson, 1955). D'autres références donnent les accumulations à des stations fixes comme Site 2, Humboldt, NASA-U ou encore Camp Century.

II.3.5.1 expédition Party Cristal

Ce raid ouest-est de la région nord est la continuité du tracé effectué par Benson dans le centre (figure II.16).

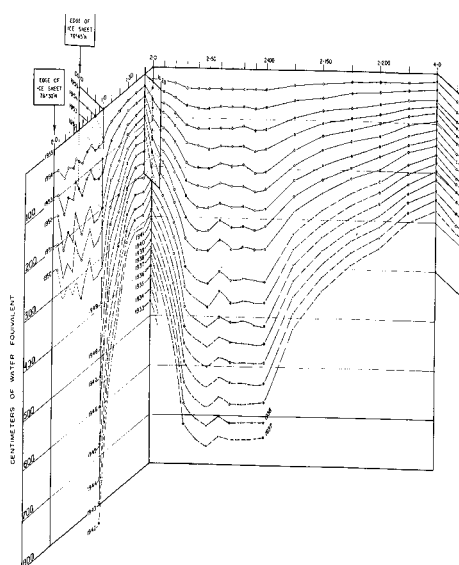


Figure II.16 : partie nord de l'expédition Party Cristal, d'après (Benson, 1962)

Les données d'accumulation réalisées par stratigraphie sont résumées dans le tableau II.35. Entre chacune des stations principales (0-0, 1-0, 1-30....), d'autres points ont également été mesurés. Ils ne portent pas de nom, mais les données sont incluses dans le tableau.

site	1955	1954	1953	1952	1951	1950	1949	1948	1947	1946	1945	1944	1943	1942	1941	1940	1939	1938
0-0	47	53	40	60	53													
	47	47	40	57	50													
	73,3	73,3	73,3	53,3	43,3													
	57	60	67	77	47													
	67	63,3	87	60	47													
	53,3	47	60	60	87													
	63,3	57	73,3	63,3	67													
	73,3	67	80	53,3	80													
	57	53,3	77	53,3	57													
	53,3	47	73,3	46,6	60													
66,6	60	87	53,3	66,6														
66,6	60	80	43,3	70														
1,0	66,6	60	70	40	80	70	90	60	60	73,3	70	50	40					
	36,6	36,6	48	30	56,6	33,3	30	53,3	43,3	66,6	43,3	46,6	46,6					
	30	26,6	43,3	30	36,6	26,6	33,3	26,6	40	50	33,3	43,3	25,3					
1,30	20	16,6	26,6	16,6	26,6	26,6	20	23,3	26,6	25,3	33,3	23,3	26,6					
	20	20	23,3	16,6	26,6	16,6	20	23,3	23,3	33,3	30	23,3	26,6					
	20	20	20	20	23,3	23,3	20	26,6	26,6	30	23,3	23,3	26,6					
2,0	23,3	18,6	23,3	16,6	23,3	20	20	23,3	23,3	30	20	16,6	25,3	20	20	21,3	21,3	13,3
	26,6	23,3	26,6	20	33,3	26,6	23,3	23,3	30	40	23,3	26,6	23,3	23,3	26,6	23,3	26,6	23,3
	30	30	30	26,6	33,3	33,3	26,6	33,3	26,6	40	30	33,3	30	30	30	30	30	30
	41,3	36,6	40	36,6	40	36,6	33,3	43,3	43,3	56,6	40	40	40	33,3	36,6	43,3	40	43,3
	40	40	43,3	33,3	46,6	36,6	43,3	46,6	40	60	40	41,3	40	40	43,3	41,3	40	40
2,50	41,3	40	40	41,3	40	40	40	46,6	40	66,6	50	40	40	40	40	40	36,6	40
	41,3	36,6	43,3	36,6	33,3	40	40	33,3	40	63,3	40	50	43,3	40	40	40	36,6	40
	40	36,6	43,3	36,6	40	40	43,3	43,3	46,6	66,6	46,6	40	40	40	41,3	43,3	40	33,3
	40	36,6	40	40	40	43,3	40	40	40	63,3	43,3	40	43,3	40	40	43,3	36,6	33,3
	40	38,6	43,3	43,3	43,3	36,6	36,6	40	40	60	46,6	46,6	40	40	43,3	40	36,6	33,3
2-100	40	36,6	46,6	40	46,6	33,3	40	33,3	46,6	66,6	40	46,6	33,3	40	40	36,6	40	30
	30	30	33,3	33,3	30	32	30	33,3	30	43,3	30	30	30	33,3	33,3	33,3		
2-150	26,6	30	26,6	26,6	26,6	30	30	30	26,6	33,3	26,6	23,3	26,6	26,6	23,3	26,6		
	23,3	23,3	30	20	23,3	23,3	26,6	23,3	20	30	23,3	23,3	23,3	20	20	20		
2-200	20	20	26,6	23,3	20	26,6	20	20	26,6	26,6	20	23,3	23,3	20	20	20		
	20	16,6	20	16,6	13,3	16,6	20	20	13,3	23,3	16,6	20	16,6	16,6	16,6	20		
4,0	16,6	16,6	20	13,3	13,3	16,6	16,6	16,6	13,3	16,6	13,3	16,6	16,6	23,3	16,6	20		

Tableau II.35 : valeurs de l'accumulation dans le Nord du Groenland, données de l'expédition Party Cristal (Benson, 1955). Entre chacune des stations principales, il existe des points intermédiaires ne portant pas de nom

II.3.5.2 station Site 2

La station de Site 2 se situe sur le bord nord ouest de la calotte du Groenland (77°15N, 62°30W). Cette station a fait l'objet d'un certain nombre de mesures de l'accumulation annuelle : la traversée de Benson (1962) mesure à cette station 22 années d'accumulation (1933-1955) par lecture de la stratigraphie d'une carotte, Bader (1955) donne l'accumulation annuelle de 1908 à 1954 (41 ans) par la stratigraphie d'un puits, et Diamond (1956) celle pour 35 ans de mesure (1920-1954). Enfin, Langway (1967) donne l'accumulation annuelle de 1953-1965 par la lecture de balises relevées par le personnel du CRREL (plusieurs jalons de

bambous donnent l'accumulation moyenne annuelle, un puits creusé à coté d'une balise différente chaque année permet de déterminer la densité)

Ces données sont détaillées dans le tableau II.36.

	<i>Bader</i>	<i>Benson</i>	<i>Langway</i>		<i>Bader</i>	<i>Benson</i>	<i>Langway</i>
1908	36			1937	39	19.7	
1909				1938	30	13.3	
1910	36			1939	29	21.3	
1911				1940	44	21.3	
1912	33			1941	50	20	
1913	27			1942	55	20	
1914	47			1943	60	25.3	
1915				1944	29	16.6	
1916				1945	39	20	
1917				1946	29	30	
1918				1947	55	23.3	
1919				1948	33	23.3	
1920	53			1949	37	20	
1921	51			1950	29	20	
1922	44			1951	46	23.3	
1923	29			1952	50	16.6	
1924	74			1953	34	23.3	39
1925	53			1954	35	18.6	37.5
1926	73			1955		23.3	
1927	48			1956			42
1928	42			1957			36
1929	36			1958			30.9
1930	69			1959			
1931	59			1960			
1932	51			1961			36.3
1933	42	26.6		1962			22.4
1934	22	23.3		1963			47.8
1935	39	20		1964			46
1936	41	18.6		1965			42.1

Tableau II.36 : accumulations annuelles à la station Site 2, données de Bader (1955), Benson (1962) et Langway (1967)

II.3.5.3 site de Camp Century

Les données disponibles à la station de Camp Century, dans la péninsule de Thulé (77°11 N, 61°53 W, 1880 m) sont essentiellement des valeurs moyennes d'accumulation, mais on dispose également des données annuelles de Nijampurkar (1990), issues d'analyses de variations de Plomb 210 et $\delta^{18}\text{O}$ dans une carotte de glace (tableau II.37).

<i>années</i>	<i>accumulation</i>
1975	10.9
1974	39.4
1973	32.8
1972	39.4
1971-70	33.9
1969-68	45.9
1967-66	29.5
1965	35
1964	37.2
1963	43.8
1962	32.8
1961	39.4
1960-59	19.7
1958-57	35
1956-55	38.3

Tableau II.37 : valeurs annuelles de l'accumulation à Camp Century, en cm équiv. eau. D'après Nijampurkar (1990)

Les environs de Camp Century ont été étudiés par Mock dans les années 1960 (expéditions du SIPRE), dans le but de déterminer la distribution spatiale locale et régionale sur le bord ouest de la calotte. Mock (1965 ; 1968) analysa environ 80 sites implantés au Nord et au sud de la station de Camp Century.

Dix puits espacés de 13 à 18 km (4 au sud, 5 au nord, 1 à Camp Century) ont permis de donner l'accumulation annuelle sur la période 1955-1961 (par stratigraphie). Des mesures de densité complètent ces données. Les données d'accumulations annuelles sont présentées dans le tableau II.38.

<i>site</i>	<i>1955</i>	<i>1956</i>	<i>1957</i>	<i>1958</i>	<i>1959</i>	<i>1960</i>	<i>1961</i>
N 55 1/4		17.3	29	23	17.3	32.5	21
N 44 1/2	27	25	16.2	17.3	15.4	23	23
N 35 3/4	15.4	23	21.1	13.5	17.3	19.2	11.5
N 25	19.2	17.3	19.2	13.5	11.5	15.5	15.4
N 16 1/2	23	19.2	15.4	17.3	13.5	11.5	17.3
N 8	25	23	15.4	19.2	9.5	23	19.2
C. Century	27	27	27	31	42.3	27	27
S 10	27	27	27	31	54	31	38.5
S20	34.6	44.2	38.5	33	73	46	46
S30			42.3	52	42.3	58	65.4

Tableau II.38 : valeurs de l'accumulation annuelle aux 10 puits entourant la station de Camp Century (cm équiv. eau)

II.3.5.4 sites de Humboldt et NASA-U

Dans le cadre du programme récent PARCA (*Program for Arctic Regional Climate Assessment*), deux carottages de 150 mètres environ ont été réalisés dans le nord (site de Humboldt, 78°53' N, 56°83' W) et dans le nord ouest (site de NASA-U, 73°84' N, 49°49' W).

Plusieurs indicateurs saisonniers sont utilisés pour déterminer l'accumulation annuelle (poussières, NH_4^+ , CA^{2+} , H_2O_2 , $\delta^{18}\text{O}$, NO_3^-). A Humboldt, l'accumulation est disponible sur la période 1143-1994 et à NASA-U sur 1645-1994. Dans la tableau II.39, nous ne présentons que les mesures utiles pour nos comparaisons, c'est à dire sur la période 1900-1994 (Anklin, 1998).

	NASA-U	Humboldt		NASA-U	Humboldt		NASA-U	Humboldt
1900	0,39	0,1	1932	0,34	0,17	1964	0,42	0,22
1901	0,36	0,28	1933	0,4	0,15	1965	0,36	0,1
1902	0,38	0,1	1934	0,32	0,18	1966	0,32	0,16
1903	0,41	0,18	1935	0,34	0,06	1967	0,47	0,16
1904	0,17	0,13	1936	0,4	0,14	1968	0,38	0,23
1905	0,42	0,11	1937	0,23	0,22	1969	0,38	0,11
1906	0,19	0,21	1938	0,37	0,13	1970	0,29	0,13
1907	0,44	0,1	1939	0,39	0,12	1971	0,25	0,2
1908	0,31	0,1	1940	0,39	0,11	1972	0,31	0,17
1909	0,21	0,17	1941	0,39	0,26	1973	0,32	0,22
1910	0,26	0,18	1942	0,26	0,07	1974	0,39	0,1
1911	0,29	0,14	1943	0,26	0,16	1975	0,44	0,2
1912	0,41	0,09	1944	0,34	0,12	1976	0,5	0,15
1913	0,31	0,08	1945	0,5	0,17	1977	0,27	0,04
1914	0,33	0,16	1946	0,38	0,1	1978	0,36	0,11
1915	0,37	0,17	1947	0,36	0,22	1979	0,34	0,15
1916	0,51	0,25	1948	0,29	0,17	1980	0,45	0,21
1917	0,38	0,11	1949	0,32	0,2	1981	0,28	0,13
1918	0,35	0,11	1950	0,32	0,18	1982	0,3	0,12
1919	0,29	0,09	1951	0,32	0,18	1983	0,28	0,1
1920	0,22	0,15	1952	0,39	0,09	1984	0,34	0,12
1921	0,36	0,15	1953	0,28	0,15	1985	0,33	0,21
1922	0,28	0,09	1954	0,39	0,2	1986	0,32	0,14
1923	0,33	0,14	1955	0,35	0,15	1987	0,32	0,12
1924	0,22	0,16	1956	0,48	0,14	1988	0,36	0,08
1925	0,37	0,19	1957	0,32	0,11	1989	0,18	0,18
1926	0,2	0,16	1958	0,37	0,13	1990	0,45	0,19
1927	0,37	0,13	1959	0,37	0,11	1991	0,38	0,18
1928	0,51	0,15	1960	0,28	0,06	1992	0,24	0,18
1929	0,26	0,16	1961	0,39	0,18	1993	0,31	0,18
1930	0,31	0,15	1962	0,33	0,12	1994	0,32	0,16
1931	0,46	0,11	1963	0,4	0,08			

Tableau II.39 : valeurs de l'accumulation annuelle à Humboldt et NASA-U (m équiv. eau) pour 1900-1994. D'après Anklin (1998)

II.3.6 SYNTHÈSE DES DONNÉES AU GROENLAND

Dans chacune des parties précédentes, nous avons rassemblé les données de bilan de masse au Groenland utiles à notre étude de comparaison des variations des bilans, que ce soit en zone d'accumulation ou en zone d'ablation de la calotte. L'ensemble des localisations de ces données est reporté sur la carte de la figure II.17 et présenté dans le tableau II.40 global, de façon à obtenir une vue synthétique des données disponibles au Groenland.

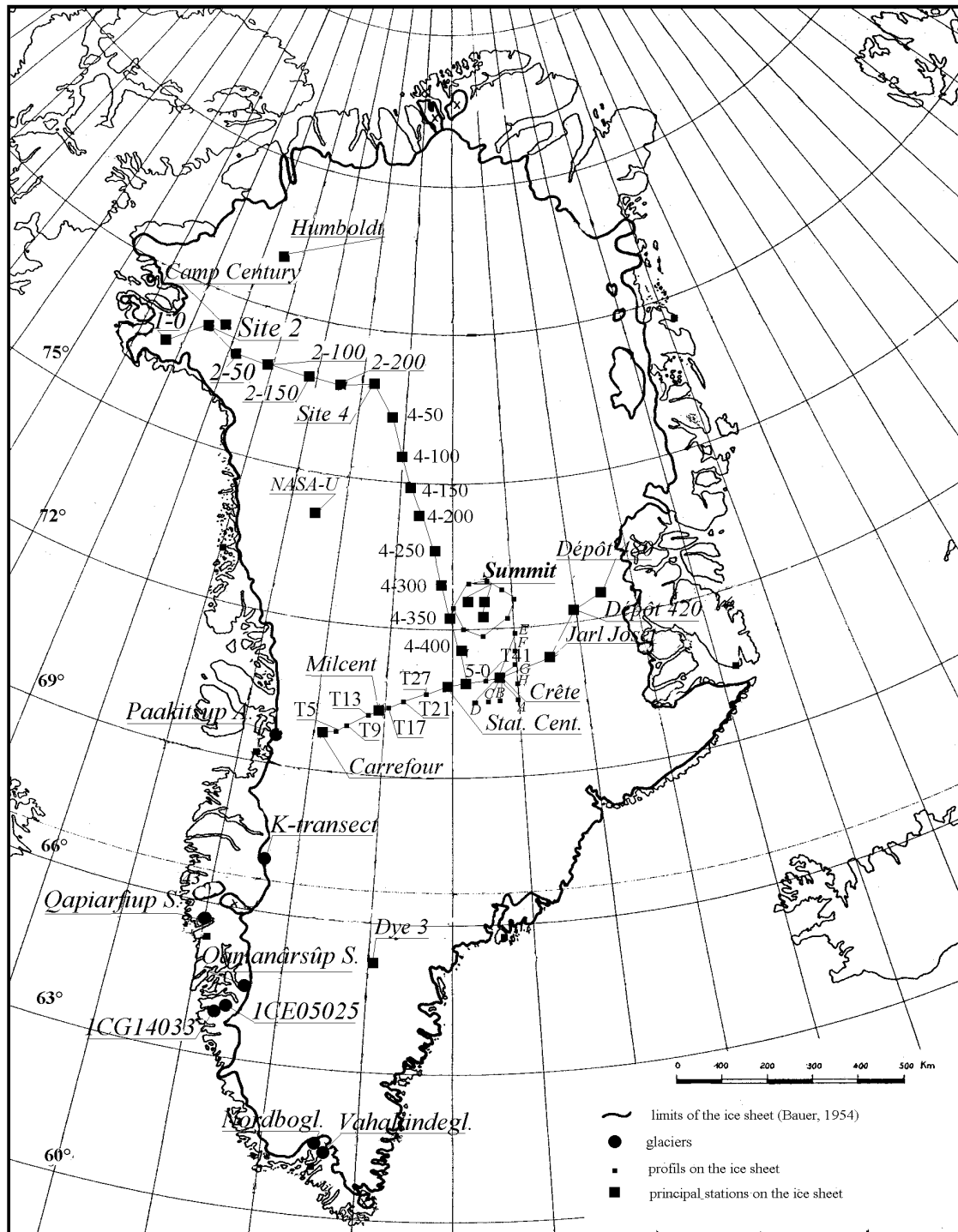


Figure II.17 : sites et glaciers retenus pour l'analyse des bilans de la calotte du Groenland. Les sites se situent sur la calotte ou en marge de celle-ci. Le fond de carte avec les contours de l'inlandsis est extrait de Bauer (1954).

II – INVENTAIRE DES BILANS DE MASSE

Année	South										Centre										North		
	Sires (Glaciers or profiles)																						
1900	Paaktisup (Brathwaite,1982) Capakfip (IAHS UNESCO,1988) ICE0525 (Brathwaite,1988) Camanašup (Brathwaite,1989) 1CG14033 (Brathwaite,1990) Vaalindog (IAHS UNESCO,1988) Nordlogi (Brathwaite,1985) Kranasik V. de Val.95.Cresell 89) Dye 3 (Nijampurkar,1980)																				Site 2 (Bader,1952) Site 2 (Benson,1962) 1-0 to 2-0 (7 sites) (Benson, 1962) 2-0 to 2-50 (6 sites)(Benson,1962) 2-50 to 2-100 (6 sites) (Benson,1962) 2-100 to 4-0 (7 sites) (Benson,1962) 4-0 to 5-0 (10 sites) (Benson,1962)		
1905																							
1910																							
1915																							
1920																							
1925																							
1930																							
1935																							
1940																							
1945																							
1950																							
1955																							
1960																							
1965																							
1970																							
1975																							
1980																							
1985																							
1990																							
1995																							

- légende
- ◆ bilan centré
 - ◊ balises d'ablation
 - strati., carottes
 - bilan global
 - ⊗ traceurs saisonniers
 - ⊗ balises d'accumulation

Tableau II.40 : résumé des valeurs de bilans mesurées au Groenland et utilisées dans cette analyse

Au Groenland, l'ensemble des mesures retenues ne couvre qu'une petite surface par rapport à la globalité de l'inlandsis. La plupart des mesures exploitables sont concentrées essentiellement dans le sud-ouest du Groenland pour les données en bordure de la calotte (zone d'ablation), et au centre et l'extrême nord pour les données sur la calotte elle-même, en zone d'accumulation. La densité des points de mesure est très faible, et il reste ainsi des zones entières totalement vierges de mesures, comme la côte est, du nord au sud, ou le centre ouest de la calotte. Les données se regroupent géographiquement comme suit :

- une zone sud-ouest, s'étendant sur la bordure côtière de 60°N à 70°N. Ce sont essentiellement des mesures récentes (années 80), réalisées par le GGU.
- une région centre sur la calotte même aux alentours de 70°N, et s'étendant de 25°W à 50°W. Ces mesures d'accumulation ont été collectées grâce aux différents profils, issus des raids comme l'EGIG, avec quelques carottages profonds complémentaires, comme à Summit.
- une région nord, avec également des mesures d'accumulation sur la calotte dues à des raids organisés par l'expédition SIPRE notamment et quelques mesures vers Thulé (Site 2).

Ce découpage géographique sera réutilisé lors de l'analyse des bilans du Chapitre IV.

II.4 - CONCLUSION - SYNTHÈSE DES DONNÉES DE BILANS

Ce chapitre de sélection et de présentation des données a permis de recenser un certain nombre de glaciers et de sites potentiellement intéressants pour l'analyse des fluctuations du bilan de masse sur tous les continents de l'hémisphère nord, y compris sur la calotte du Groenland.

Nous avons représenté sur la figure II.18, le nombre de séries sélectionnées en fonction de la taille de l'échantillon pour deux cas, avec et sans les mesures du Groenland.

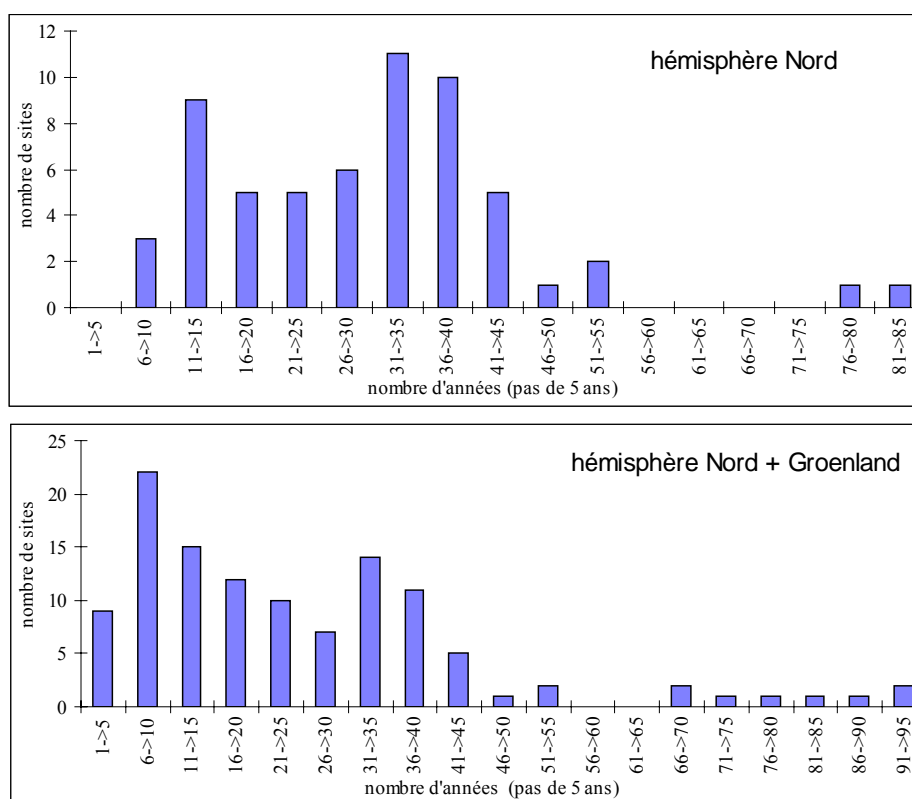


Figure II.18 : nombre de sites retenus en fonction du nombre d'années de mesure (par classe de 5 ans). Les deux cas représentent avec ou sans le Groenland

L'ensemble de mesures constitue une base de données aussi exhaustive que possible : de par la variété des sites retenus d'une part (zone d'accumulation de calotte, glaciers de fond de vallée...), par la variété de la longueur des échantillons d'autre part, qui s'échelonne de la petite série de 5 ans de mesure aux longues séries de plus de 100 ans disponibles grâce aux carottages. Cet échantillonnage des mesures de bilan de masse sur l'hémisphère nord représente une bonne couverture spatiale et temporelle. Cette base de données va nous permettre de détailler les distributions des variations du bilan dans chacune des régions retenues.

CHAPITRE III

GENERALITES SUR LES VARIATIONS DES PARAMETRES GLACIAIRES, POUR QUELQUES GLACIERS PARTICULIERS DE L'HEMISPHERE NORD

III.1 - INTRODUCTION

Le chapitre précédent était consacré à l'inventaire et à la description des glaciers de l'hémisphère nord, dont les séries de mesures du bilan de masse devraient désormais nous permettre d'étudier plus en détail les relations climat-glaciers. Avant de développer le thème principal de notre étude consacré aux relations entre le bilan de masse glaciaire et le climat sur une échelle globale (Chapitres IV et V), il nous paraît utile, au préalable, d'aborder cette relation à l'échelle locale du glacier. Les situations des différents glaciers rencontrés au cours de notre collecte sont relativement variées et l'ensemble de ces données suggèrent ainsi des approches diverses de l'analyse de cette relation : on peut par exemple s'intéresser aux liens entre les fluctuations du bilan annuel et les autres fluctuations glaciaires (du front, de la superficie...), au gradient d'altitude de la sensibilité du bilan aux variations climatiques, aux variations de la ligne d'équilibre ou encore aux relations entre bilan de masse et bilan énergétique. La bibliographie sur ces sujets est d'ailleurs abondante et variée (par exemple, Kuhn (1979, 1984), Wagnon (1997), Vallon et al. (1998), Oerlemans et al. (1989), Ohmura et al. (1992)...). Il semble aujourd'hui essentiel d'aborder l'ensemble de ces thèmes si l'on veut un jour comprendre le fonctionnement complet des glaciers et la nature exacte de leur relation avec le climat.

Cependant, tous ces thèmes ne peuvent pas être abordés dans cette étude, d'une part parce qu'ils constituent individuellement des sujets complets de recherche et d'autre part parce que des études détaillées existent déjà sur bon nombre de ces sujets. Dans ce chapitre, nous avons choisi de rappeler quelques caractéristiques très générales des divers comportements des glaciers et de leur bilan de masse à partir des relevés réels, car ces caractéristiques seront

largement utilisées au cours des chapitres suivants. Ces généralités sont ici adaptées à notre étude et à notre sélection de sites de l'hémisphère nord.

Dans ce contexte, nous souhaitons tout d'abord présenter les bilans annuels des glaciers retenus au Chapitre II. En les classant en différents grands groupes, cette étude, bien qu'assez succincte permet de mieux situer la variété des glaciers sélectionnés lors de notre collecte.

La relation bilan de masse-climat à l'échelle du glacier est ensuite développée. Pour évaluer la réponse du glacier aux sollicitations climatiques au cours des différentes saisons de l'année, nous avons détaillé cette étude du bilan sur quelques glaciers en analysant les deux composantes annuelles du bilan, bilan hivernal et bilan estival.

Enfin, nous nous sommes attachés à la sensibilité du bilan de masse en fonction de l'altitude, sur différents glaciers et pour différentes périodes. L'objectif de ces analyses appliquées à quelques exemples de glaciers est de décrire les structures de variations du bilan à l'échelle du glacier. Toujours dans le souci d'analyser les distributions du bilan de masse dans le temps et dans l'espace, cette étude recherche les cohérences du bilan aux différentes altitudes afin de préciser dans quel contexte de telles structures sont observables.

III.2 - PROPRIETES GENERALES DES DIFFERENTS GLACIERS

III.2.1 INTRODUCTION

Dans cette première partie, nous souhaitons donner un aperçu très général du bilan de masse des glaciers retenus dans le Chapitre II et de leur répartition sur les différents continents de l'hémisphère nord. Etant tous situés à des latitudes et longitudes variées, on s'attend à ce que les caractéristiques de ces glaciers soient différentes d'un site à l'autre. On peut alors être tenté de classer ces sites. Comme le souligne Lliboutry (1965), aucune classification des glaciers n'est facilement réalisable ou plus justifiée qu'une autre. Dans cette partie, deux approches ont été choisies : la répartition des glaciers en fonction de la latitude et l'étude de leur ligne d'équilibre.

III.2.2 REPARTITION DU BILAN EN FONCTION DE LA LATITUDE

Si l'on s'intéresse à une classification climatique des glaciers, on peut tenter de regrouper le bilan de masse de différents sites au sein d'un même massif montagneux. Le paramètre le plus intuitif pour cette classification semble donc être la latitude de chacun des sites. Sur la figure III.1, nous avons représenté les bilans moyens des glaciers retenus sur les différents continents de l'hémisphère nord, en fonction de leur latitude et sur la période 1985-1997.

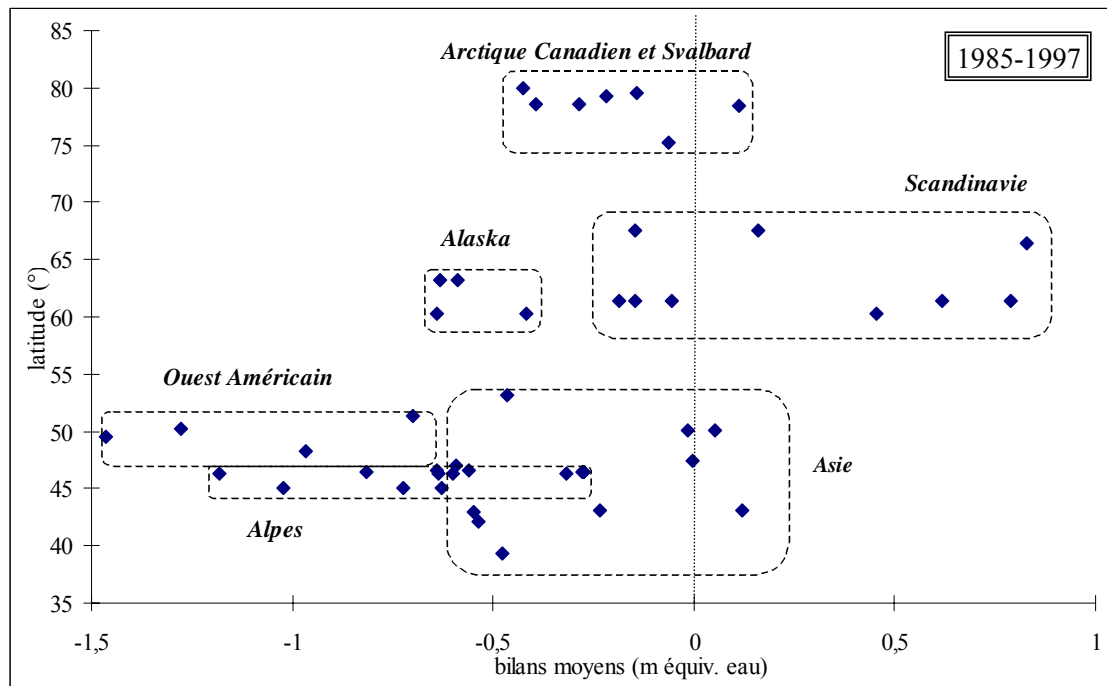


Figure III.1 : bilans moyens (m équiv. eau) sur la période 1985-1997, des glaciers de l'hémisphère nord en fonction de la latitude (en °) (données du WGMS pour la latitude – Tome VII, 1998)

Cette figure ne constitue évidemment qu'un aperçu de la situation sur une décennie, puisqu'un glacier ne peut rester constamment dans le temps avec un bilan ou positif ou négatif. L'image de cette décennie permet cependant de dégager quelques caractéristiques principales du bilan moyen des glaciers. Elle met en évidence les conditions très différentes subies par cet échantillon au cours d'une décennie. Tandis que les glaciers arctiques (les plus au nord) ont connu des bilans plutôt nuls ou légèrement négatifs, les glaciers scandinaves, bien que situés à une latitude équivalente à celle des glaciers d'Alaska, ont des bilans dans l'ensemble positifs. Pour une même latitude, les bilans moyens peuvent être fortement différents comme en témoigne l'écart entre les glaciers asiatiques et ceux de l'ouest américain. Sur cette décennie, ce sont les glaciers américains et alpins qui ont eu les bilans les plus négatifs. Au sein d'un même massif (c'est à dire pour des sites relativement voisins), il est possible de trouver une assez grande variété de bilans comme c'est le cas en Scandinavie, allant de modérément négatifs à très positifs.

La moyenne constitue une valeur synthétique du bilan. Elle est représentative de la situation sur une période, le degré de représentativité étant alors mesuré par une variable de dispersion comme l'écart-type, qui renseigne sur la notion de contraste annuel du bilan autour de la valeur moyenne. L'écart-type de chacun des glaciers en fonction de la latitude est représenté sur la figure III.2 pour la même période 1985-1997.

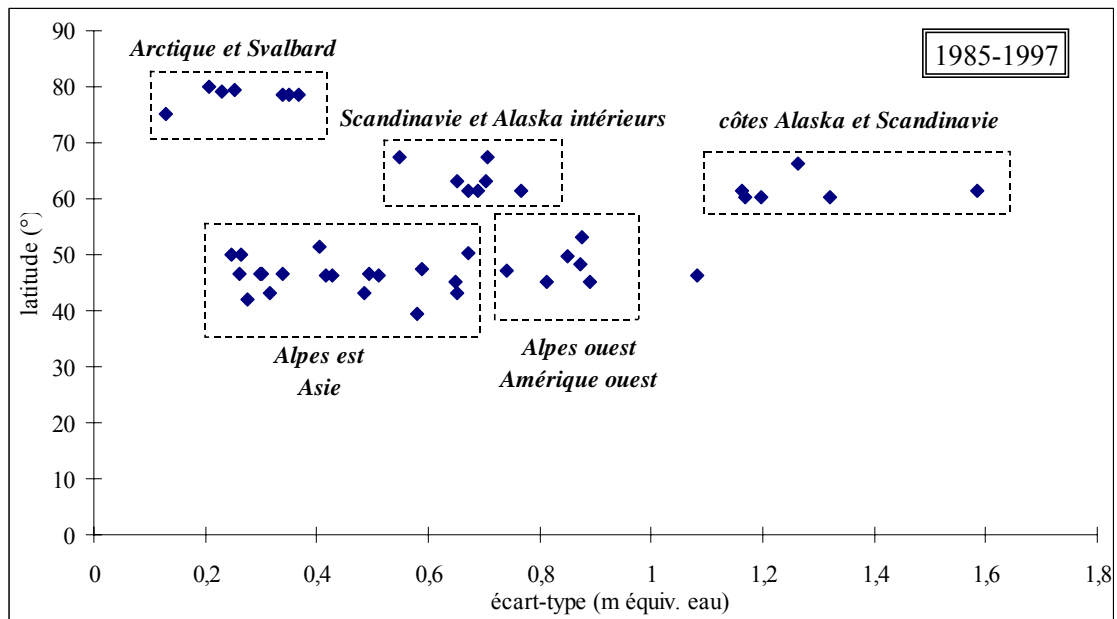


Figure III.2 : écart-types des bilans des glaciers de l'hémisphère nord (m équiv. eau) sur la période 1985-1997 en fonction de la latitude (°)

Il apparaît que les glaciers polaires (Arctique Canadien, Svalbard) se distinguent des autres par des écart-types relativement faibles, inférieurs à 0.4 m d'eau. En revanche, les sites côtiers, comme ceux des côtes de Scandinavie ou d'Alaska (Wolverine) ont des écart-types supérieurs à 1 m d'eau. Les glaciers très continentaux comme Urumqihe (Chine) présentent des caractéristiques similaires à ceux des glaciers polaires. Les écart-types dans les Alpes sont relativement identiques les uns aux autres et assez proches des glaciers d'Asie, exceptés pour les glaciers les plus à l'ouest comme Sarnnes et Saint-Sorlin, dont l'écart-type se rapproche de ceux de la côte ouest de l'Amérique, tel que celui de South Cascade.

Une représentation similaire réalisée sur 1970-1980 (non montrée) ne montre pas de différences très sensibles : si les valeurs absolues de l'écart-type sont plus faibles sur cette autre période, la distribution reste cependant pratiquement la même en fonction de la latitude.

III.2.3 VARIATIONS DE LA LIGNE D'EQUILIBRE AVEC LA LATITUDE

III.2.3.1 introduction

Les différences de bilans moyens et d'écart-types d'un glacier à l'autre permettent de mieux cerner la variété des différents types de glaciers. Pour caractériser l'état d'un glacier à un instant donné, on peut aussi utiliser une autre variable : l'altitude de la *ligne d'équilibre*¹ du glacier, qui traduit pour une année t , l'altitude du glacier où le bilan spécifique est nul. C'est également là où le débit solide du glacier (masse d'eau solide, glace ou neige, qui traverse en

¹ l'abréviation ELA (*Equilibrium Line Altitude*) est souvent utilisée dans la littérature et dans ce manuscrit

un an une section transversale) est maximum (Lliboutry, 1965). D'autre part, les déviations inter-annuelles de la ligne d'équilibre (comme celles du bilan) par rapport à une moyenne à long terme peuvent être interprétées comme des conséquences des variations climatiques (Khun, 1989). Selon Ohmura (1992), une meilleure connaissance des climats à la ligne d'équilibre est essentielle pour comprendre les relations entre les changements du climat et ceux des variations glaciaires.

La ligne d'équilibre, souvent confondue avec la ligne de névé, est un sujet qui nécessiterait une étude très approfondie. Notre propos n'est pas ici de détailler les variations de ces lignes d'équilibre, ni des climats à proximité. Nous citerons donc seulement les travaux disponibles dans la littérature sur ce sujet de Khun (1989), Ohmura (1992), Braithwaite (1984) ou encore Pelto (1992).

III.2.3.2 ligne d'équilibre sur différents glaciers

Dans le contexte de notre travail, il nous semble utile d'étudier la distribution de la ligne d'équilibre dans l'espace, plutôt que de détailler la nature de leurs relations avec les bilans sur différents glaciers. Sur la figure III.3, nous avons représenté la position (c'est à dire l'altitude moyenne) de la ELA de 50 glaciers pour l'année 1997, en fonction de leur latitude. Nous avons également inclus des données de l'hémisphère sud, bien qu'elles soient actuellement très peu nombreuses.

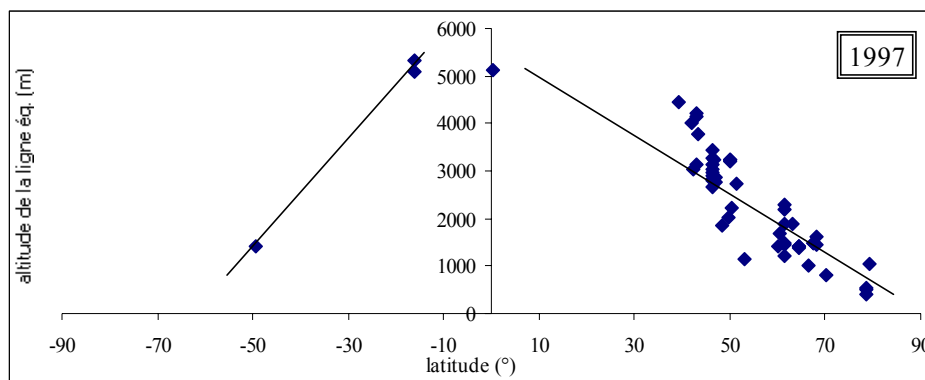


Figure III.3 : altitude de la ligne d'équilibre (m) en 1997 pour 50 glaciers du globe en fonction de leur latitude (°). Données tirées de Haeberli et al. (1999)

La distribution actuelle de la ligne d'équilibre (ainsi que d'autres paramètres climatiques) est largement décrite dans Ohmura et al. (1992, p. 398). Globalement, l'altitude de la ligne d'équilibre décroît régulièrement en fonction de la latitude. Plus les glaciers sont proches des pôles, plus l'altitude de leur ligne d'équilibre est basse. Par exemple, sur la côte ouest du Groenland (sur environ 2000 km), cette ligne décroît de 1500 m au sud jusqu'à 700 m au nord de la calotte. En Norvège, elle varie de 1400 m (ou 1600 m) au sud du pays à 1100

m (1300 m), 900 km plus au nord (Ohmura et al., 1992). Malgré le peu d'informations dans l'hémisphère sud, la même caractéristique semble se dégager.

Cette caractéristique globale est à nuancer selon certaines caractéristiques locales particulières : ainsi, en Scandinavie, le long d'un profil ouest-est (de la côte vers l'intérieur des terres), il existe une décroissance encore plus marquée sur une distance de 150 km seulement. De même, dans les Alpes, la ELA monte doucement des Alpes françaises vers l'Autriche, d'ouest en est. En revanche, dans l'Himalaya, elle décroît vers le sud, due à l'effet de la mousson, des précipitations plus importantes et des températures plus basses en été, comparés aux versants nord. Dans les Andes, cette ligne d'équilibre augmente de l'équateur vers 25°S puis elle descend fortement de 30 à 40°S, à cause d'une plus forte humidité liée aux vents d'ouest venant du Pacifique.

Finalement, pour une année donnée, l'altitude de la ligne d'équilibre est fonction non seulement de la latitude et de la longitude, mais aussi des caractéristiques locales du climat qui influencent le bilan de masse glaciaire.

Nous avons également suivi les variations d'altitude des lignes d'équilibre sur différentes périodes. Les glaciers évoluent dans le temps et une seule année ou même une courte période n'est alors pas représentative de l'état du glacier. Nous présentons ici la valeur moyenne de la ligne d'équilibre sur deux périodes : 1991-1995 et 1976-1980 (figure III.4).

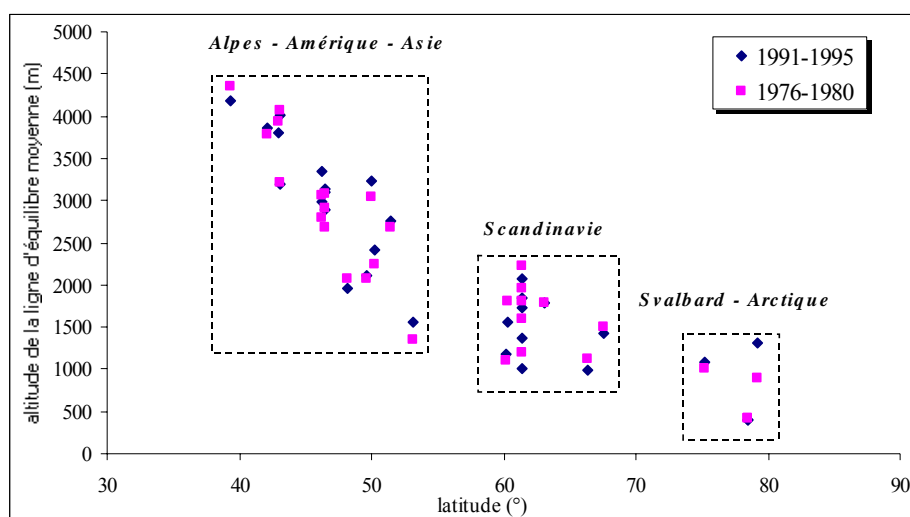


Figure III.4 : altitudes moyennes de la ligne d'équilibre (en mètres) de 30 glaciers en fonction de la latitude (°). Les deux périodes pour lesquelles ces moyennes ont été calculées sont 1976-1980 et 1991-1995. Pour les glaciers White et Caresèr, il manque l'année 1980, pour Peyto 1991 et 1992, pour Gråsubreen 1991, 1978 et 1979 et pour Hintereis 1991. Données WGMS (1985, 1998)

Aucune tendance très nette ne se dégage de cette figure parce que les différences de lignes d'équilibre restent faibles par rapport aux échelles d'altitude correspondantes. Cependant, des variations dans le temps existent et deux remarques peuvent être avancées. Les lignes

d'équilibre des glaciers de la Scandinavie et du Svalbard semblent actuellement plus basses qu'elles ne l'étaient sur la période précédente (ce qui indique des bilans plus favorables). Pour les autres glaciers (Alpes, Arctique (Canada, Alaska), Amérique), ces lignes d'équilibre sont en général plus élevées (excepté pour South Cascade). Enfin, en Asie, les deux situations existent sans que cela ne soit lié nettement à la position géographique du glacier.

III.2.4 CONCLUSION

Cette description présente rapidement différents types de glaciers, regroupés suivant leur similarités de valeur moyenne et d'écart-type de bilans. On a l'habitude de qualifier cette distribution des glaciers à l'aide des termes polaires, maritimes ou encore continentaux. Les glaciers polaires ont des bilans relativement faibles et peu variables à l'opposé des glaciers maritimes, très arrosés et connaissant une forte variabilité. Entre les deux se situent les glaciers plus continentaux comme ceux d'Asie, avec des écart-types relativement peu élevés.

L'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers varie d'année en année, conséquence des variations annuelles des bilans de masse. L'objectif des chapitres suivants IV et V est justement de décrire en détail les variations temporelles des glaciers, pour mieux comprendre les réponses du bilan sur une échelle globale. En revanche, dans le paragraphe suivant, nous souhaitons étudier les variations des deux termes du bilan annuel : bilan hivernal et bilan estival pour quelques glaciers particuliers. Ces deux termes permettent en effet d'évaluer la réponse temporelle du glacier aux sollicitations climatiques annuelles à l'échelle locale du glacier.

III.3 - EVOLUTION DES COMPOSANTES DU BILAN DE MASSE

III.3.1 INTRODUCTION

Le bilan annuel est, comme nous l'avons vu au Chapitre I, la résultante de deux phénomènes se succédant au cours de l'année budgétaire : l'accumulation et l'ablation, qui sont le plus souvent mesurées sous la forme d'un bilan hivernal et d'un bilan estival. Ces deux mesures sont importantes si l'on veut comprendre en détail l'impact du climat sur le glacier et l'évolution du bilan au cours de l'année. Cependant, ces deux termes ne sont pas mesurés systématiquement sur l'ensemble des glaciers et même si ces mesures commencent à se développer, elles restent actuellement peu nombreuses. Par exemple dans les Alpes, elles ne sont disponibles sur une longue période que sur les glaciers de Sarennes et de Vernagt. Sur d'autres glaciers comme Argentière, Mer de Glace, Wurten ou Jamtal, ces mesures continues sont effectuées depuis une dizaine d'années seulement. En Scandinavie, en revanche, il existe

une longue tradition de relevés des deux termes du bilan, probablement due à l'utilisation hydroélectrique plus ancienne des émissaires glaciaires (et donc la nécessité de connaître le stock d'eau disponible sur le glacier).

Nous traiterons les glaciers de Sarennes et de Vernagt dans les Alpes, ainsi que quelques glaciers scandinaves et asiatiques pour lesquels ces mesures sont également disponibles. En revanche, nous n'avons pu trouver aucune publication de ces mesures pour les glaciers de l'Arctique.

III.3.2 LES GLACIERS ALPINS

III.3.2.1 le glacier de Sarennes

a) évolution des paramètres du bilan

Les valeurs de bilans hivernal, estival et annuel disponibles pour le glacier de Sarennes (moyennes de 5 points de mesure répartis sur le glacier) sur la période 1949-1999 sont représentées sur la figure III.5.

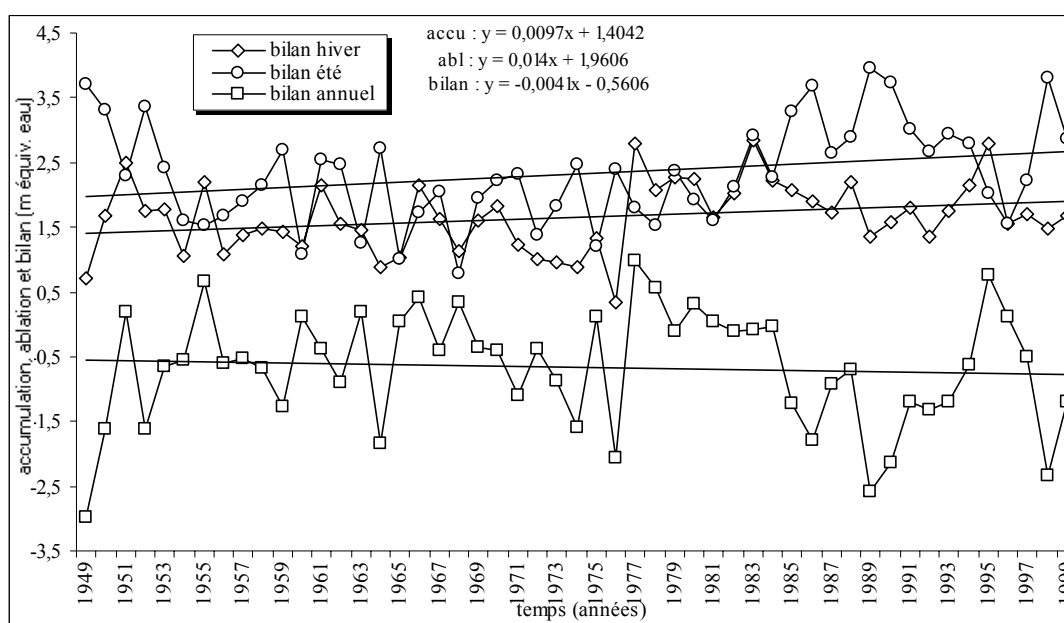


Figure III.5 : séries de bilans hivernaux, estivaux et annuels pour tout le glacier de Sarennes sur 1949-1999 (m d'eau équivalent)

La caractéristique principale de cet ensemble de données est la très forte variabilité annuelle des trois séries autour de la tendance moyenne, qui semble, de plus, légèrement plus prononcée depuis le milieu des années 1970. Les courbes de tendances linéaires de ce

graphique indiqueraient également une évolution positive des deux paramètres bilan hivernal et estival sur la période totale, et une tendance très légèrement négative pour le bilan. Si l'accumulation a (en moyenne) augmenté entre 1949 et 1999 (+45 cm d'eau pour une moyenne de 1.65 m d'eau), l'ablation également et en proportion supérieure à celle de l'accumulation (+65 cm d'eau pour une moyenne de 2.35 m d'eau) puisque la tendance du bilan final est négative.

Ces courbes de tendance mettent en évidence l'évolution moyenne des paramètres sur toute la période. Mais en réalité, elles masquent des modifications de bilans qui semblent être plus le résultat de transitions rapides que de variations uniquement linéaires sur toute la période. On peut ainsi distinguer des périodes où le bilan hivernal est plus faible (par exemple au début des années 70), d'autres où il est plus élevé (comme au début des années 1980). Le bilan estival connaît des valeurs très élevées vers les années 1990 et des valeurs plus faibles au début des années 1950.

Aucun cycle de variations ne semble se distinguer sur l'évolution des trois paramètres. Nous avons également tenté de corréler les variations annuelles du bilan sur Sarennes à un indice d'activité solaire (indice de Wolf, fourni par le *International Space Environment Service*, dont le site Internet est référencé à la lettre i de la bibliographie) (figure III.6).

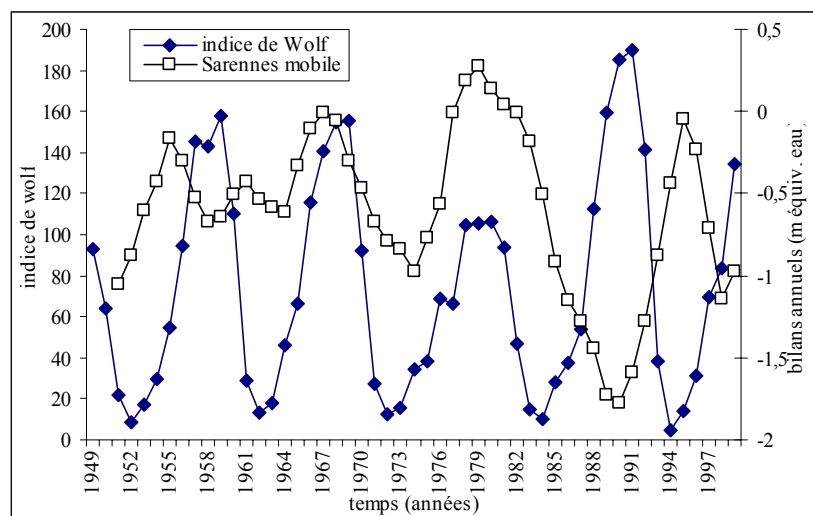


Figure III.6 : bilans annuels du glacier de Sarennes (filtré avec une moyenne mobile sur 5 ans) et indice d'activité solaire de Wolf sur la période 1949-1999

Sur la période totale, aucun signal commun n'est visible entre les variations du bilan de Sarennes et celles de l'activité solaire. Si les variations sont en phase sur certaines décennies, d'autres sont totalement anti-corrélées. Le bilan de masse des glaciers ne semble donc pas directement lié aux variations de l'activité solaire.

L'évolution des trois paramètres de bilan est mise en évidence dans le tableau III.1, où nous avons calculé les moyennes de ces variables sur des périodes de dix années successives. Sur la figure III.7 sont représentées les variations centrées cumulées de l'accumulation hivernale et de l'ablation estivale sur la période totale afin de suivre l'évolution simultanée de ces deux paramètres².

	<i>bilan hiver</i>	<i>bilan été</i>	<i>bilan annuel</i>
1949-1958	1.56	2.39	-0.84
1959-1968	1.46	1.83	-0.37
1969-1978	1.38	1.91	-0.51
1979-1988	2.12	2.57	-0.46
1989-1999	1.75	2.87	-1.11
1949-1999	1.66	2.33	-0.67

Tableau III.1 : valeurs moyennes des bilans hivernaux, estivaux et annuels de Sarenes par classes de 10 ans, depuis 1949 (m équiv. eau)

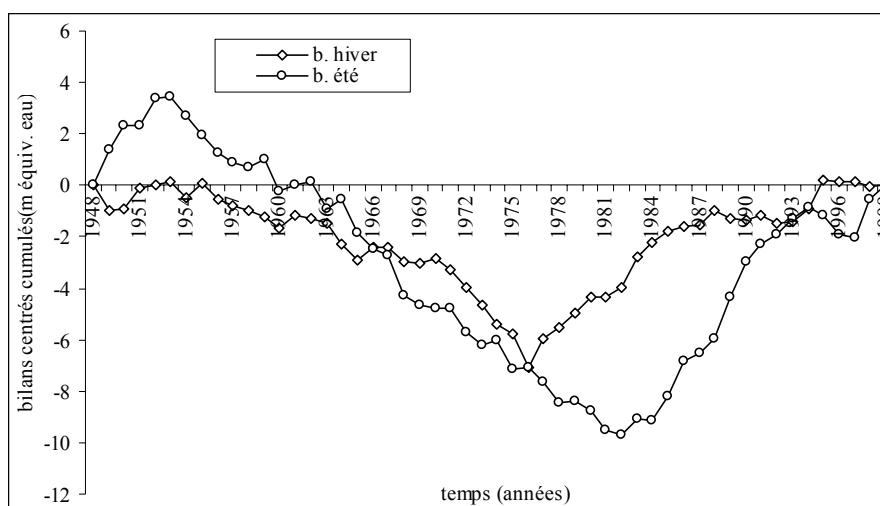


Figure III.7 : bilans hivernaux et estivaux du glacier de Sarenes en valeurs centrées cumulées sur 1949-1999 (m équiv. eau)

Globalement, les variations des bilans hivernaux et estivaux sont assez similaires : lorsque les valeurs sont supérieures à la normale pour l'un des paramètres, elles le sont également pour l'autre (idem pour des valeurs plus faibles que la moyenne). On observe cependant un décalage (de cinq ans environ) entre le début des valeurs supérieures à la moyenne des bilans hivernaux et celles des bilans estivaux (autour de 1975 et 1980 respectivement).

² ces déviations par rapport à la moyenne cumulées seront largement exploitées dans les chapitres suivants. En ôtant tout d'abord la moyenne des différentes séries, on s'affranchit des différentes tendances propres à chaque site, pour ne garder du signal que les variations, que l'on peut ensuite comparer. Les cumuls de ces déviations permettent dans une deuxième étape de mettre en évidence les évolutions très générales des fluctuations des séries, en atténuant leur variabilité inter-annuelle

Ainsi, l'accumulation hivernale était plus faible au début de la période de mesure que sur les deux dernières décennies. Elle a cependant tendance à re-diminuer légèrement depuis 10 ans (ceci est également visible si l'on décale les périodes de 5 ans, en commençant en 1955). Le minimum de l'accumulation était donc au milieu des années 1970. Le bilan d'été, quant à lui, connaît actuellement sa valeur la plus élevée. Il diminue cependant des années 1960 à 1980 avec un minimum à cette époque³.

Les valeurs de bilans annuels sont actuellement les plus faibles de toute la période de mesure. On observe une augmentation des bilans du début des années 1960 à la fin des années 1970.

Il semble ainsi que l'on ait deux grandes périodes de variations des bilans du glacier de Sarennes sur l'ensemble de la période, ces deux périodes ayant lieu approximativement avant et après 1975 pour le bilan hivernal et avant et après 1980 pour celui d'été, comme en témoigne le tableau III.2.

	<i>bilan hiver</i>		<i>bilan été</i>
1949-1975	1.44 (0.46)	1949-1980	2.05 (0.69)
1976-1999	1.90 (0.54)	1981-1999	2.79 (0.71)
1949-1999	1.66 (0.54)	1949-1999	2.33 (0.77)

Tableau III.2 : valeurs moyennes des bilans hivernaux et estivaux pour Sarennes (m équiv. eau) et de l'écart-type (entre parenthèses) sur les deux périodes successives 1949-1975 et 1976-1999 pour le bilan hivernal, sur 1949-1980 et 1981-1999 pour le bilan estival, ainsi que pour l'ensemble 1949-99

L'accumulation hivernale est de presque 50 cm supérieure sur la deuxième période (pour un écart-type qui est passé de 0.46 m d'eau à 0.54 m d'eau seulement), et l'ablation a également augmenté (de presque 80 cm d'eau tandis que l'écart-type reste constant à 70 cm d'eau). Nous pouvons alors tester la signification de ces variations.

Pour cela, nous disposons du *test de Fisher-Snedecor* sur l'identité des variances et du *test d'homogénéité des moyennes* (voir par exemple, Spiegel (1983) ou Saporta (1978)).

Nous supposons que les deux séries sont de tailles N_1 et N_2 , \bar{X}_1 et \bar{X}_2 sont leurs moyennes sur les deux périodes. Ces deux échantillons sont tirés de deux populations ayant pour moyennes respectives μ_1 et μ_2 et comme écart-types σ_1 et σ_2 . Les estimateurs des écart-types sur les échantillons sont s_1^2 et s_2^2 .

Selon le test de *Fisher-Snedecor*, sous l'hypothèse d'identité des variances de deux populations ($\sigma_1 = \sigma_2$), on a :

³ le bilan estival étant pris avec un signe positif, les valeurs inférieures à la moyenne dans la figure des bilans centrés cumulés indiquent donc des valeurs d'été plus favorables

$$F_{N_1-1;N_2-1} = \frac{\frac{N_1 s_1^2}{N_1 - 1}}{\frac{N_2 s_2^2}{N_2 - 1}}$$

On peut interpréter F comme le rapport des deux estimateurs de σ_1^2 et σ_2^2 . Si $\sigma_1 = \sigma_2$, ce rapport ne doit pas différer significativement de 1. En pratique, on met au numérateur la plus grande des deux quantités ($N_1 s_1^2 / N_1 - 1$ ou $N_2 s_2^2 / N_2 - 1$), et la région critique est de la forme $F > K$ avec $K > 1$.

Le test des moyennes permet ensuite d'évaluer si les deux moyennes μ_1 et μ_2 sont significativement différentes ou non. Si la distribution des différences des moyennes est approximativement normale, sa moyenne et son écart-type sont respectivement :

$$\mu_{\bar{X}_1 - \bar{X}_2} = 0 \quad \text{et} \quad \sigma_{\bar{X}_1 - \bar{X}_2} = \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{N_1} + \frac{\sigma_2^2}{N_2}}$$

(où l'on a considéré les écart-types d'échantillonnage comme estimateurs de σ_1 et σ_2).

Dans ce cas, la variable centrée réduite z donnée par :

$$z = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2 - 0}{\sigma_{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}} = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sigma_{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}}$$

permet de tester la signification d'une différence observée à un seuil de signification approprié. Les résultats sont significatifs au seuil de 0.05 si la statistique z prend des valeurs extérieures à l'intervalle $[-1.96 ; +1.96]$. On peut alors en conclure qu'au seuil de 0.05, il existe une différence significative entre les moyennes sur les deux périodes sélectionnées.

Les variances des trois paramètres d'accumulation, d'ablation, et de bilan ont été testées sur les deux périodes. Toutes sont statistiquement identiques sur les deux périodes au seuil significatif de 0.05, ce que confirme l'examen visuel du tableau III.2.

Les moyennes des accumulations et des ablations sur les deux périodes ont ensuite été testées. Dans ce cas, z étant respectivement de -3.25 pour l'accumulation et -2.75 pour l'ablation, les différences observées dans les moyennes sont réellement significatives au seuil de 5%⁴.

Nous avons également pu tester les valeurs de bilans annuels de Sarennes. Les différences des moyennes sur les périodes ne sont pas significativement différentes. Le bilan est donc une variable pour laquelle les deux termes qui le composent ont fortement varié au cours du

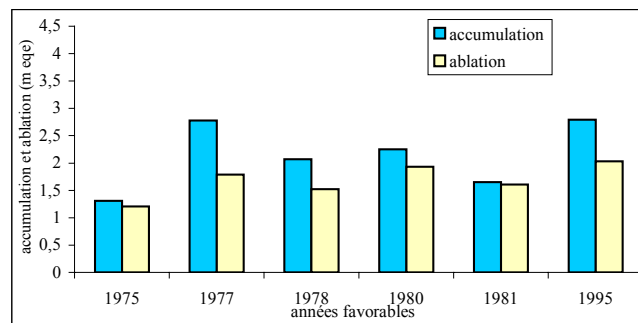
⁴ à 1% également puisque dans ce cas, z doit être compris entre -2.58 et $+2.58$

temps, mais dont la moyenne sur la période totale n'est pas significativement différente des différentes périodes.

Si l'on ne regarde plus par périodes, mais à l'échelle de l'année, nous pouvons détailler les variations de bilans des années favorables et celles défavorables. Les tableaux III.3 et III.4 et les figures correspondantes présentent pour chacune des six années défavorables et des six années favorables, les valeurs de l'accumulation hivernale et de l'ablation estivale moyennes sur tout le glacier.

années favorables

année	accumulation	ablation
1975	1,31	1,21
1977	2,78	1,79
1978	2,07	1,52
1980	2,25	1,93
1981	1,65	1,61
1995	2,79	2,03
moyenne 1949-1998	1,66	2,32
écartype 1949-1998	0,55	0,78



années défavorables

année	accumulation	ablation
1976	0,33	2,4
1986	1,89	3,68
1989	1,36	3,95
1990	1,58	3,72
1991	1,81	3,01
1998	1,47	3,81
moyenne 1949-1998	1,66	2,32
écartype 1949-1998	0,55	0,78

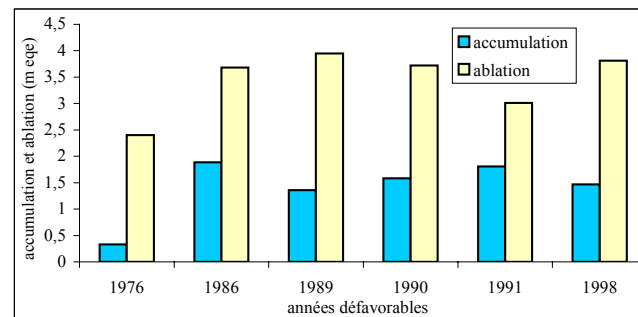


Tableau III.3 et Tableau III.4 : bilans hivernaux et estivaux pour les six années les plus favorables et les six années les plus défavorables du glacier de Sarnnes

A l'exception de l'année 1976, les cinq années aux bilans les plus défavorables se traduisent par des ablations très fortes (ces cinq années correspondent d'ailleurs aux valeurs maximum d'ablation de la série entière), mais également par des valeurs de l'accumulation tout à fait dans la moyenne. Ces cinq années font partie des deux dernières décennies de mesure. Les années favorables sont généralement caractérisées par des valeurs d'accumulation supérieures et des ablations inférieures aux moyennes. Les six années les plus favorables sur Sarnnes sont également mesurées sur la période 1975-1999, ce qui laisse présager que cette période connaît de très fortes variations d'une année sur l'autre (et donc un écart-type des bilans assez important).

Un bilan annuel déficitaire se traduit donc en général par une ablation très élevée mais une accumulation normale et une année favorable, par une accumulation assez importante et des ablations inférieures à la moyenne.

b) corrélations entre les trois termes de bilans

Il est par ailleurs également important de comprendre quelle est la part de chacune des composantes du bilan (hivernale et estivale) dans la variance du bilan annuel et d'évaluer si cette proportion a évolué au cours du temps.

Le tableau III.5 présente les corrélations entre le bilan annuel et les bilans hivernaux et estivaux sur la période globale de mesure, ainsi que sur les périodes 1949-1975 et 1976-1999 pour la relation bilan – bilan hiver et 1949-1980 et 1981-1999 pour la relation bilan – bilan été.

<i>périodes</i>	<i>variables</i>	<i>corrélations</i>	<i>R²</i>
1949-1999	bilan - b hiver	0.52	0.27
	bilan - b été	-0.80	0.65
1949-1975	bilan – b hiver	0.46	0.21
1976-1999	bilan – b hiver	0.70	0.5
1949-1980	bilan – b été	-0.77	0.6
1981-1999	bilan – b été	-0.90	0.8

Tableau III.5 : coefficients de corrélation R et R² des trois composantes du bilan de masse entre elles. Sur la période globale 1949-1999, sur 1949-1975 et 1976-1999 pour les corrélations bilan hivernal-bilan annuel et 1949-1980 et 1981-1999 pour les corrélations bilan estival-bilan annuel

Le bilan estival est toujours la variable principale dans l'explication du bilan, quelque soit la période. En revanche, sur les périodes récentes, les parts d'explication de la variance du bilan par les bilans hivernaux et estivaux ont fortement évolué. Sur la première période, le rôle de l'accumulation semble relativement peu élevé dans l'explication du bilan, tandis que sur la deuxième période, la corrélation passe à 0.7. Le bilan estival atteint également une part importante (90%) dans l'explication du bilan annuel récemment.

Cette évolution des corrélations dans le temps est illustrée par la figure des corrélations entre bilan annuel et bilan hivernal d'une part et bilan annuel et bilan estival d'autre part, réalisées sur 15 ans puis décalées à l'aide d'une fenêtre glissante (figure III.8).

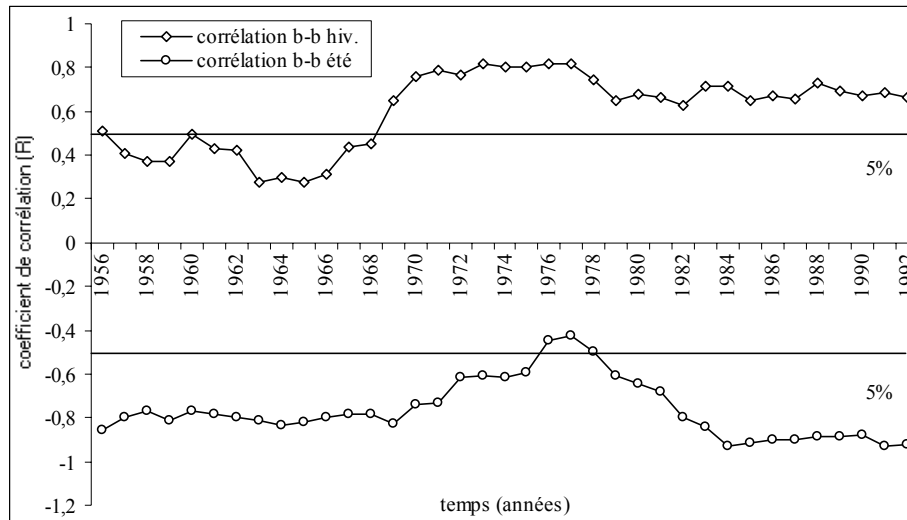


Figure III.8 : corrélations bilan annuel-bilan hivernal et bilan annuel-bilan estival, réalisées sur 15 ans et décalées à l'aide d'une fenêtre mobile. L'axe des temps correspond à l'année du milieu de la corrélation sur 15 ans. Le seuil de signification à 5% est également représenté ($R_c = 0.52$)

Les corrélations bilan annuel-bilan hivernal restent assez élevées depuis le début des années 1970, celles entre bilan annuel-bilan estival sont également très fortes depuis le début des années 1980 (signe -). Ce rôle récemment plus important de l'accumulation hivernale dans l'explication de la variance du bilan sur Sarennes a été également discuté dans Vincent et al. (1997). L'augmentation des corrélations pourrait alors être reliée à la hausse des valeurs de bilans hivernaux et estivaux et à une variabilité plus forte de ces deux composantes (essentiellement pour l'accumulation).

Cependant, ces différences de coefficients de corrélations sur différentes périodes doivent être testées pour en tirer la signification. Les données du tableau III.5 sont testées en utilisant le fait que la statistique Z (transformation Z de Fisher) :

$$Z = \frac{1}{2} \ln\left(\frac{1+r}{1-r}\right) = 1.1513 \log_{10}\left(\frac{1+r}{1-r}\right)$$

est approximativement normalement distribuée avec une moyenne μ_Z et un écart-type σ_Z :

$$\mu_Z = \frac{1}{2} \ln\left(\frac{1+\rho}{1-\rho}\right) = 1.1513 \log_{10}\left(\frac{1+\rho}{1-\rho}\right) \quad \text{et} \quad \sigma_Z = \frac{1}{\sqrt{N-3}}$$

ρ étant le coefficient de corrélation de la population.

Pour déterminer si deux coefficients de corrélation r_1 et r_2 extraits d'échantillons de tailles N_1 et N_2 respectivement, diffèrent l'un de l'autre de manière significative, nous calculons Z_1 et Z_2 et nous utilisons ensuite le fait que la statistique de test z :

$$z = \frac{Z_1 - Z_2 - \mu_{Z_1 - Z_2}}{\sigma_{Z_1 - Z_2}}$$

$$\text{où } \mu_{Z_1 - Z_2} = \mu_{Z_1} - \mu_{Z_2} \quad \text{et} \quad \sigma_{Z_1 - Z_2} = \sqrt{\sigma_{Z_1}^2 + \sigma_{Z_2}^2} = \sqrt{\frac{1}{N_1 - 3} + \frac{1}{N_2 - 3}}$$

est normalement distribuée (Spiegel, 1983).

Sous l'hypothèse H_0 on a $\mu_{Z_1 - Z_2} = \mu_{Z_1} - \mu_{Z_2} = 0$.

Ce test a été réalisé sur les différentes périodes. La statistique z n'est jamais extérieure à l'intervalle $[-1.96 ; +1.96]$, nous en concluons qu'au seuil de 0.05, il n'existe aucune différence significative des coefficients de corrélation, même si ceux-ci augmentent.

Cette étude des variations du bilan permet de mieux cerner quelles ont été les réponses du bilan au climat sur ce glacier, depuis environ 50 ans. Dans ce chapitre et ceux qui vont suivre, le glacier de Sarennes est très largement utilisé. Or, il est vrai que ce petit glacier est un peu particulier parce qu'il ne constitue en réalité qu'un résidu de glacier situé entièrement en zone d'ablation. Cependant, la très bonne cohérence des bilans entre Sarennes et son voisin Saint-Sorlin ($R=0.92$ sur 1958-1999), d'orientation et de superficie très différentes, nous incite à poursuivre l'exploitation de ce glacier et à ne pas remettre en cause les données de bilans.

III.3.2.2 le glacier de Vernagt

La seule autre longue série de mesures de bilans hivernaux et estivaux dans les Alpes est celle du glacier autrichien Vernagt, sur 1969-1998 (données Escher-Vetter, communication personnelle). Nous décrivons ici brièvement les caractéristiques de variations des composantes du bilan sur le Vernagt, comparées à celles de Sarennes.

La figure des données de bilans hivernaux et estivaux annuels (pas montrée ici) montre une diminution importante de l'accumulation sur la période globale (de 20 cm d'eau pour une moyenne de 26 cm) et une hausse de l'ablation (de 30 cm pour une moyenne de 85 cm d'eau). Les valeurs d'accumulation sont faibles par rapport à celles de Sarennes : 26 cm d'eau contre 1.7 m d'eau. Les bilans estivaux sont également bien moins élevés (85 cm d'eau contre 2.50 m d'eau). Ces différences révèlent des conditions d'alimentation variées de ces glaciers au sein du même massif, dont nous discuterons largement au Chapitre IV.

La figure III.9 présente les valeurs centrées cumulées réduites (par l'écart-type) des séries de bilans d'hiver sur les deux glaciers (haut de la figure) et des deux séries de bilan estival (bas de la figure), sur la période commune, 1969-1998.

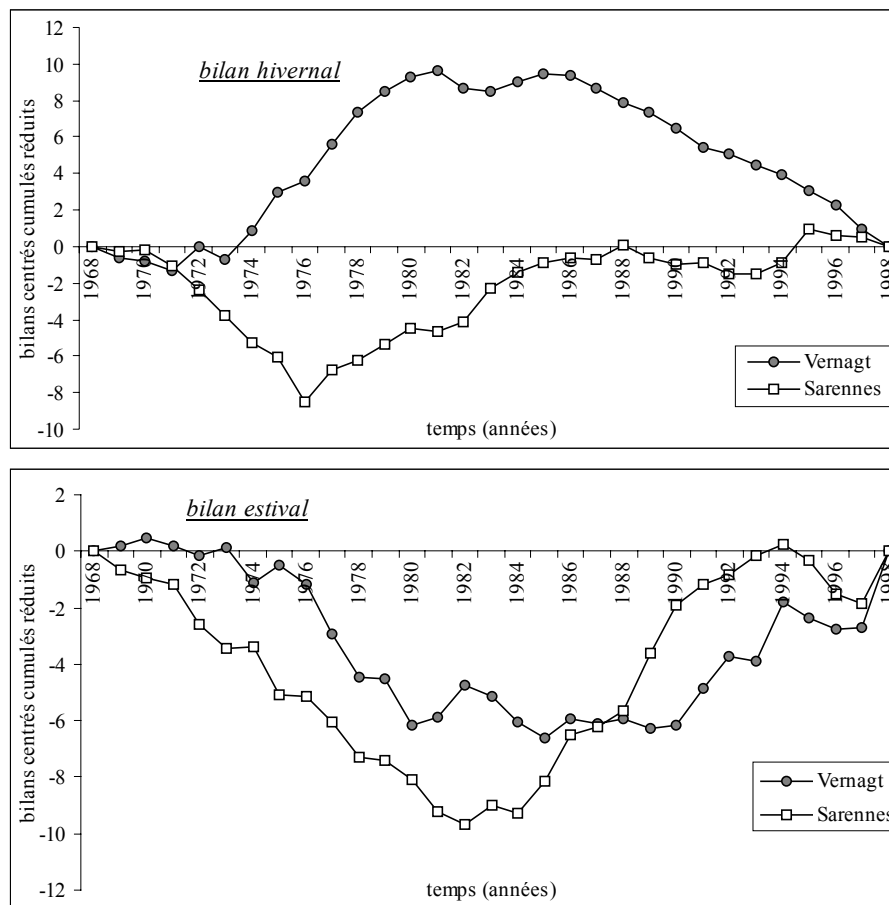


Figure III.9 : bilans hivernaux et estivaux sur Sarennes et sur Vernagt en valeurs centrées cumulées réduites sur 1969-1998 (sans unité)

Tandis que les variations de l'ablation estivale sont assez similaires sur les deux glaciers pour la période totale de mesure (c'est à dire des valeurs inférieures à la moyenne sur la première moitié de la période, puis supérieures sur la deuxième moitié), les bilans hivernaux n'ont pas évolué dans les mêmes conditions sur les deux sites. Sur Vernagt, les valeurs sont inférieures à la moyenne sur la période récente, à l'inverse de Sarennes. Cependant, sur la décennie 1975-1985, cette composante du bilan semble en phase sur les deux glaciers. D'un bout à l'autre de la chaîne des Alpes, on n'observe donc pas toujours la même évolution des deux paramètres du bilan. Les deux glaciers ont des réponses différentes au climat global.

Si le bilan moyen est différent sur ces deux sites, nous évaluerons au Chapitre IV ce qu'il en est des variations annuelles de ce bilan sur le massif.

Il est par ailleurs difficile sur cette plus courte période de diviser la série et d'évaluer l'évolution des composantes du bilan sur les mêmes périodes que sur Sarennes. Nous notons cependant les valeurs assez surprenantes des corrélations : $R = -0.40$ entre bilan annuel et bilan estival sur 1981-1998 et $R = 0.73$ entre bilan annuel et bilan hivernal sur 1975-1998 (du

même ordre que Sarennes). Cette dernière valeur est extrêmement élevée pour ce glacier le plus à l'est de la chaîne. Il n'est, hélas, pas possible de savoir si cette forte corrélation résulte d'une augmentation récente ou si elle est constante dans le temps.

Ces résultats sur Vernagt sont assez étranges, d'une part parce que le bilan semble dépendre essentiellement des valeurs hivernales, or l'écart-type de ce glacier est relativement faible (environ 35 cm d'eau) et constant sur les différentes périodes. D'autre part, l'écart-type de l'accumulation est très faible (10 cm d'eau sur 1969-1998 et 5 cm d'eau sur 1980-1998) et les valeurs d'écart-type sur ces valeurs ne vérifient pas l'égalité des variables aléatoires :

$$\sigma_{\text{bilan}}^2 = \sigma_{\text{acc}}^2 + \sigma_{\text{abl}}^2$$

En effet, l'écart-type des bilans est de 47 cm d'eau sur 1969-1998, 10 cm d'eau pour l'ablation et 23 cm d'eau pour l'accumulation.

Nous ne garderons donc que l'information d'un écart-type du bilan annuel plus faible que celui de Sarennes, et un schéma d'ablation assez cohérent avec les structures observées à l'ouest de la chaîne.

III.3.2.3 conclusion

Dans les Alpes, nous ne disposons que de deux longues séries de bilans hivernaux et estivaux, celles de Sarennes et de Vernagt. Ces deux séries ne montrent pas de similitudes dans l'évolution des bilans hivernaux : alors qu'ils augmentent récemment sur Sarennes et que la part de l'accumulation augmente dans le bilan (peut être due à une augmentation de sa variabilité annuelle sur la dernière décennie), sur Vernagt, le bilan hivernal diminue récemment. En revanche, le bilan estival montre des variations assez semblables aux deux sites. Dans les deux cas, il augmente sur la période récente.

Si cette étude nécessiterait des données supplémentaires sur des glaciers de positions géographiques intermédiaires afin de déterminer le schéma de variations de l'accumulation et de l'ablation sur l'ensemble du massif, elle souligne déjà la différence des conditions d'alimentation des glaciers le long de la chaîne. Le chapitre IV permettra de déterminer, si malgré des moyennes de bilan variées, leur variations temporelles annuelles sont homogènes sur ces distances.

III.3.3 LES GLACIERS SCANDINAVES

Dans cette région, les données de bilan hivernal et de bilan estival sont plus nombreuses que sur les Alpes, puisqu'elles sont réalisées sur l'ensemble des glaciers norvégiens étudiés, ainsi que sur Storglaciaren en Suède.

II.3.3.1 évolution des paramètres du bilan

La figure III.10 présente les bilans hivernaux et estivaux annuels pour trois glaciers scandinaves de situations géographiques très différentes : Storglaciaren très au nord, Ålfotbreen, plus au sud mais près de la côte et Nigardsbreen à l'intérieur du continent.

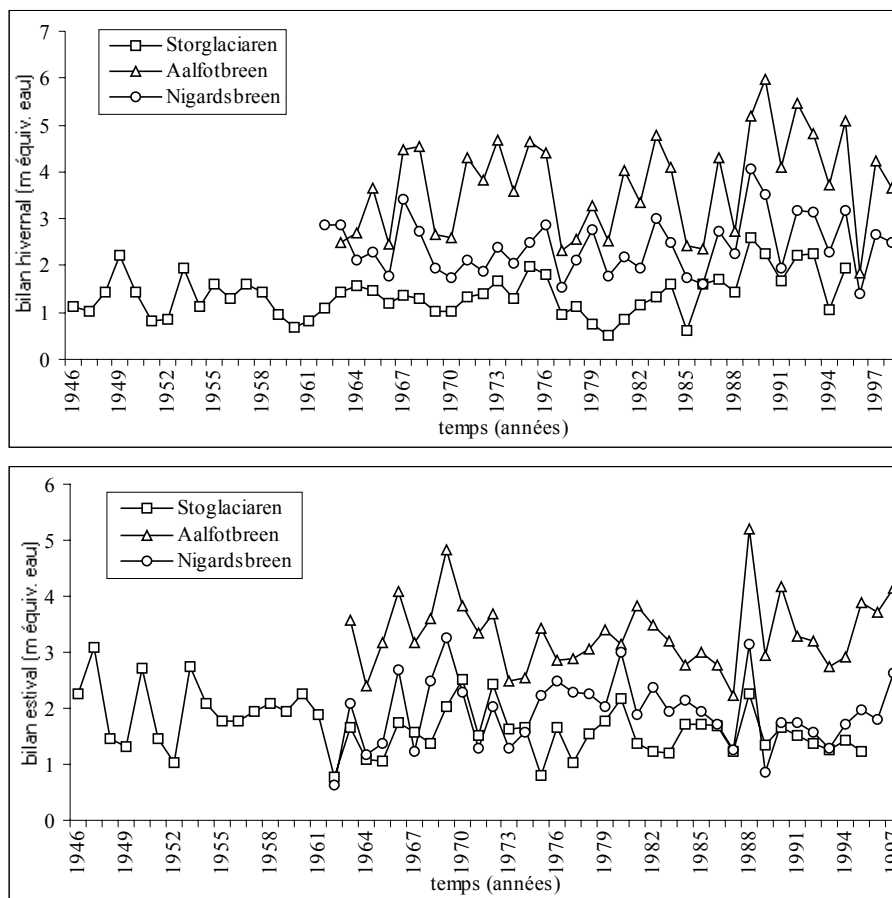


Figure III.10 : bilans hivernal et estival de trois glaciers scandinaves Nigardsbreen, Storglaciaren et Ålfotbreen (m équiv. eau)

Si l'étude des variations communes du bilan entre différents glaciers est le thème principal du Chapitre IV, nous pouvons cependant déjà remarquer que malgré les caractéristiques différentes des trois sites, le schéma d'évolution de l'accumulation est sensiblement le même pour ces trois sites (ainsi que pour tous les autres sites de Scandinavie, mais qui ne sont pas présentés dans ce graphique).

Si l'accumulation, par nature, est souvent plus variable à l'échelle du glacier (entre les différentes balises d'un même glacier) que la fonte estivale, elle semble en valeur moyenne être relativement homogène sur l'ensemble du massif. Cependant, la distance à la côte n'est pas très différente pour les trois glaciers (maximum au Storglaciaren avec 150 km). En revanche, la distance nord-sud est très importante (supérieure à 800 km) et la chaîne transscandinave isole en grande partie Storglaciaren des influences côtières.

Les variations communes des bilans hivernaux sont par exemple leurs diminutions vers 1980 ou leurs augmentations vers 1988. Ces structures communes de variations, assez surprenantes pour des données d'accumulation, sont également visibles sur les données d'ablation.

Les bilans hivernaux sont présentés pour l'ensemble des glaciers scandinaves sur trois périodes 1963-1976, 1977-1986 et 1987-1997 (qui correspondent à des stades assez prononcés sur la figure précédente) et sur la période globale 1963-1997, dans le tableau III.6 et sur la figure III.11.

	<i>1963-1976</i>	<i>1977-1986</i>	<i>1987-1997</i>	<i>1963-1997</i>
Storglaciaren	1.42 (0.27)	1.06 (0.38)	1.90 (0.48)	1.44 (0.49)
Ålfotbreen	3.64 (0.89)	3.18 (0.88)	4.31 (1.22)	3.72 (1.07)
Nigardsbreen	2.33 (0.49)	2.11 (0.50)	2.75 (0.76)	2.40 (0.63)
Hardangerjøk.	1.94 (0.53)	1.96 (0.78)	2.49 (0.91)	2.12 (0.76)
Storbreen	1.40 (0.28)	1.32 (0.31)	1.68 (0.49)	1.46 (0.38)
Hellstugubreen	1.08 (0.24)	1.05 (0.27)	1.25 (0.31)	1.12 (0.28)
Gråsubreen	0.72 (0.28)	0.68 (0.21)	0.94 (0.26)	0.78 (0.27)

Tableau III.6 : bilans hivernaux et écart-types (entre parenthèses) de 7 glaciers scandinaves sur quatre périodes 1963-1976, 1977-1986, 1987-1997 et 1963-1997 (m équiv. eau). Pour Storglaciaren, les données s'arrêtent en 1995

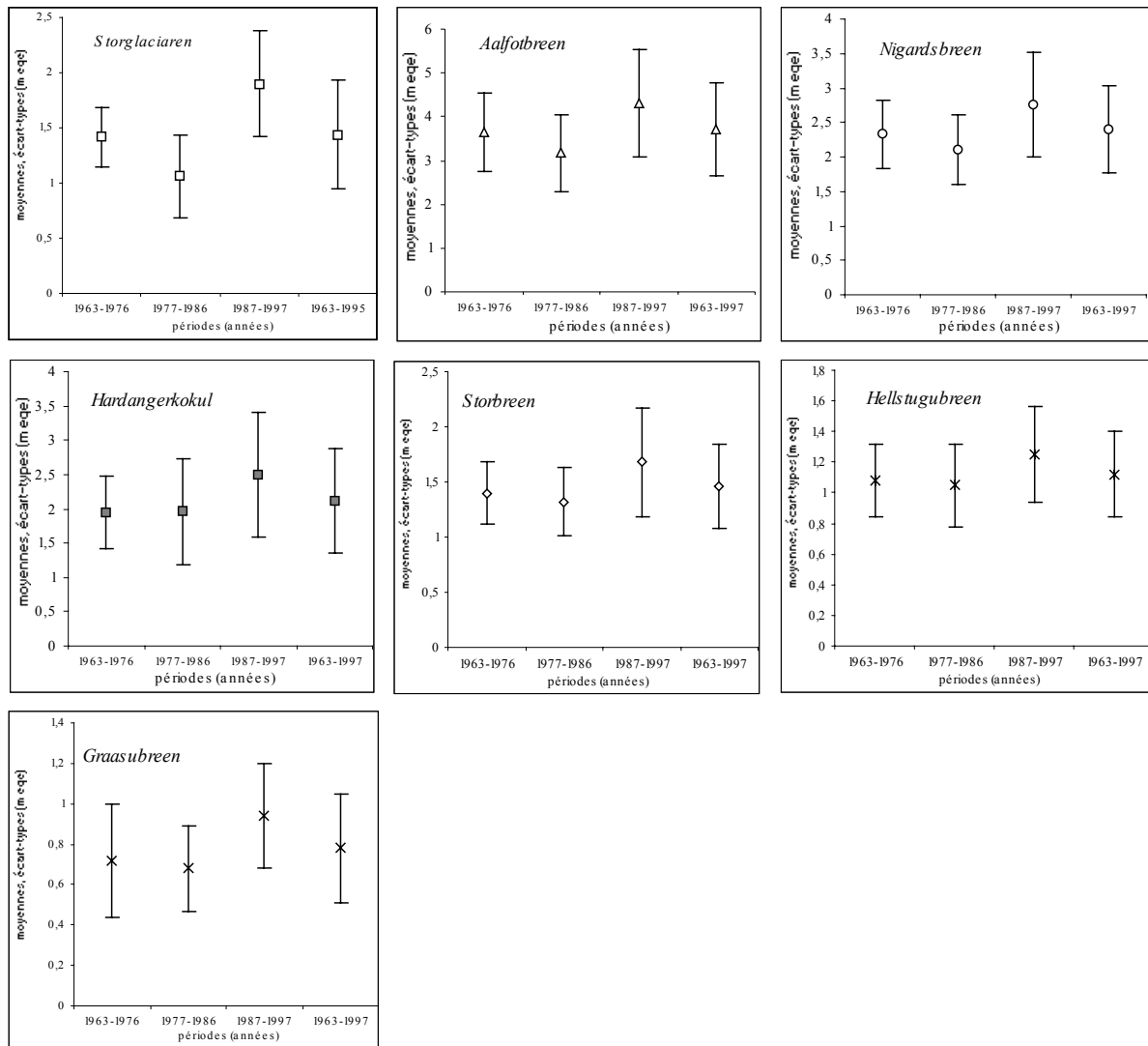


Figure III.11 : moyennes et écart-types du bilan hivernal des 7 glaciers scandinaves sur trois périodes, ainsi que sur la période globale (m équiv. eau)

Pour l'ensemble des 7 glaciers, on observe une diminution du bilan hivernal entre les deux premières périodes puis une augmentation sur la période récente 1986-1997 (1986-1995 pour Storglaciaren). Les glaciers pour lesquels l'augmentation est la plus marquée, sont les plus maritimes. Les tests statistiques ne révèlent cependant aucune signification dans ces différences (moyennes et écart-types). Entre les deux périodes extrêmes 1963-1976 et 1987-1997, aucune différence des moyennes n'est également significative. Les variations d'écart-type le sont pour deux glaciers seulement, Hardangerjokulen et Stobreen.

Quant au paramètre de bilan estival, on ne constate aucune évolution nette dans le temps (et en particulier sur la période récente), comme en témoigne le tableau III.7 et la figure III.12.

	1963-1976	1976-1986	1987-1997	1963-1997
Storglaciaren	1.62 (0.48)	1.54 (0.34)	1.47 (0.33)	1.56 (0.39)
Ålfotbreen	3.36 (0.67)	3.15 (0.34)	3.49 (0.84)	3.34 (0.65)
Nigardsbreen	1.96 (0.65)	2.17 (0.36)	1.79 (0.63)	1.96 (0.58)
Hardangerjøk.	1.91 (0.51)	2.1 (0.33)	1.90 (0.77)	1.95 (0.56)
Storbreen	1.59 (0.46)	1.68 (0.29)	1.67 (0.54)	1.64 (0.49)
Hellstugubreen	1.42 (0.46)	1.48 (0.25)	1.48 (0.63)	1.43 (0.46)
Gråsubreen	1.14 (0.53)	1.01 (0.21)	1.04 (0.60)	1.07 (0.48)

Tableau III.7 : bilans estivaux pour les glaciers scandinaves sur les trois périodes 1963-1985, 1986-1997 et 1963-1997 (1995 pour Storglaciaren) (m équiv. eau)

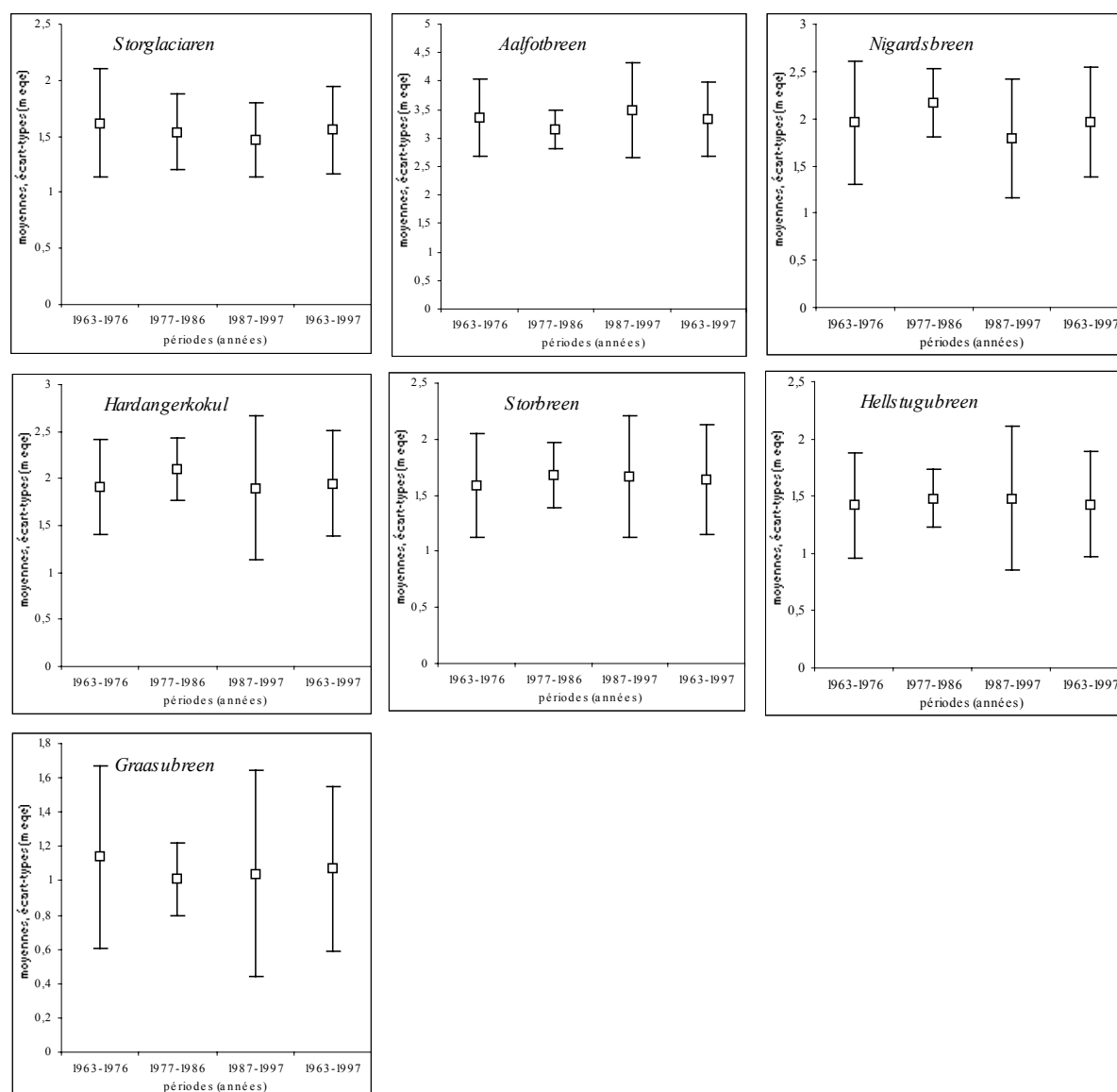


Figure III.12 : moyennes et écart-types du bilan estival des 7 glaciers scandinaves sur trois périodes, ainsi que sur la période globale (m équiv. eau)

Les tests de signification des différences des moyennes confirment l'absence d'évolution significative du paramètre de bilan estival. En revanche, des tests de signification sur l'écart-type montrent que sur la période 1976-1987, toutes ces valeurs (excepté sur Storglaciaren) sont significativement différentes de la période globale 1963-1997.

III.3.3.2 corrélation entre les différents paramètres

Pour les 7 glaciers, les corrélations entre les bilans annuels d'une part et les bilans hivernaux et estivaux d'autre part, sur la période globale 1963-1997, sont reportées dans le tableau III.8. Les glaciers ont été classés en fonction de leur distance croissante à la côte.

	<i>R (bilan-b hiv)</i>	<i>R (bilan-b été)</i>
Ålfotbreen	0.87	-0.59
Hardangerjok.	0.85	-0.69
Nigardsbreen	0.82	-0.82
Storglaciaren	0.77	-0.83
Storbreen	0.73	-0.81
Hellstugubreen	0.61	-0.88
Gråsubreen	0.54	-0.88

Tableau III.8 : coefficients de corrélation R pour 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1997, entre le bilan annuel et le bilan hivernal d'une part et le bilan annuel et le bilan estival d'autre part

Les corrélations entre le bilan et le bilan hivernal sont fortes, supérieures à celles de Sarennes sur la période globale et d'autant plus élevées que la distance à la côte est faible. Il apparaît nettement que la caractéristique de distance à la côte joue un rôle majeur dans la répartition des bilans hivernaux et estivaux annuels. A l'opposé du bilan hivernal, le rôle du bilan estival devient important vers l'intérieur du continent.

Dans le but de préciser cette évolution, nous avons également repris ces corrélations en considérant uniquement les deux périodes 1963-1985 et 1986-1997⁵. Nous présentons cette fois le pourcentage d'explication de la variance du bilan par le bilan hivernal (c'est à dire R^2) (haut de la figure III.13) et par le bilan estival (bas de la figure) en fonction de la distance à la côte.

⁵ les corrélations sur les trois périodes précédentes ne nous semblaient pas justifiées parce que les séries sont alors trop courtes (10 ans) pour évaluer un coefficient de corrélation fiable

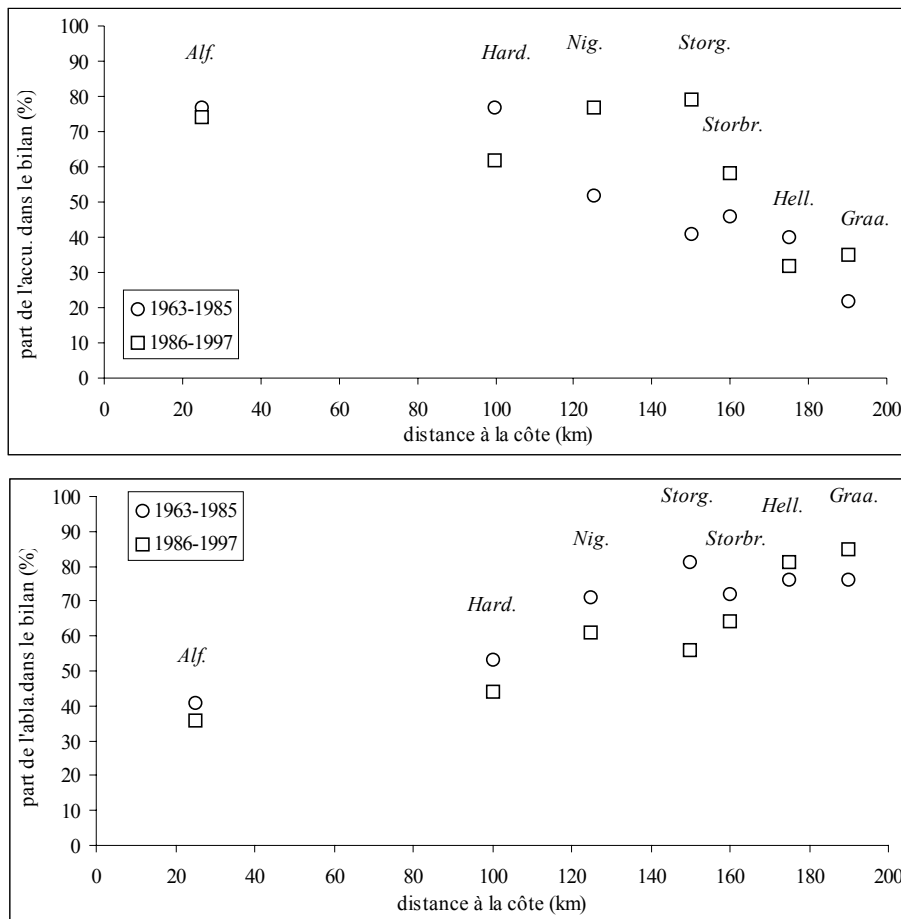


Figure III.13 : pourcentage d'explication de la variance du bilan annuel par le bilan hivernal (partie a de la figure) et par le bilan estival (partie b) en fonction de la distance à la côte, sur les deux périodes 1963-1985 et 1986-1997

Sur ces deux périodes, on observe bien les mêmes variations spatiales : une diminution de la part de l'accumulation hivernale dans le bilan lorsque l'on s'éloigne de la côte et une augmentation de celle de l'ablation estivale. Cependant, il ne se dégage pas de variations sensibles de la part du bilan d'hiver ou de celui d'été dans le bilan annuel sur l'une ou l'autre des périodes, sauf pour un glacier, le Storglaciaren. Sur les deux périodes, l'ablation représente toujours la part la plus importante sur 1963-1985, excepté pour les deux glaciers les plus éloignés où 1986-1997 l'emporte. Quand à l'accumulation, malgré sa récente augmentation, elle ne semble pas représenter actuellement une part plus importante dans l'explication du bilan. En effet, suivant les glaciers, c'est l'une ou l'autre des deux périodes qui l'emporte.

III.3.3.3 conclusion

Les glaciers scandinaves sont suffisamment bien documentés pour permettre une étude détaillée des variations du bilan et de ses composantes. Les résultats de cette étude montrent

une augmentation récente du bilan hivernal sur l'ensemble de ces glaciers de Scandinavie, et des structures de variations communes même pour des sites relativement éloignés. Le bilan estival, en revanche, reste stable sur la période de mesure. Les parts d'explication du bilan annuel par les bilans hivernaux ou estivaux sont différentes dans le temps suivant les glaciers.

III.3.4 LES GLACIERS ASIATIQUES

III.3.4.1 évolution des paramètres du bilan

Parmi les glaciers de cette région asiatique continentale, nous avons choisi trois glaciers Djankuat (Caucase), Abramov (Pamir) et Tuyuksu (Tien Shan), pour lesquels nous disposons de longues séries de bilans hivernaux et estivaux (figure III.14).

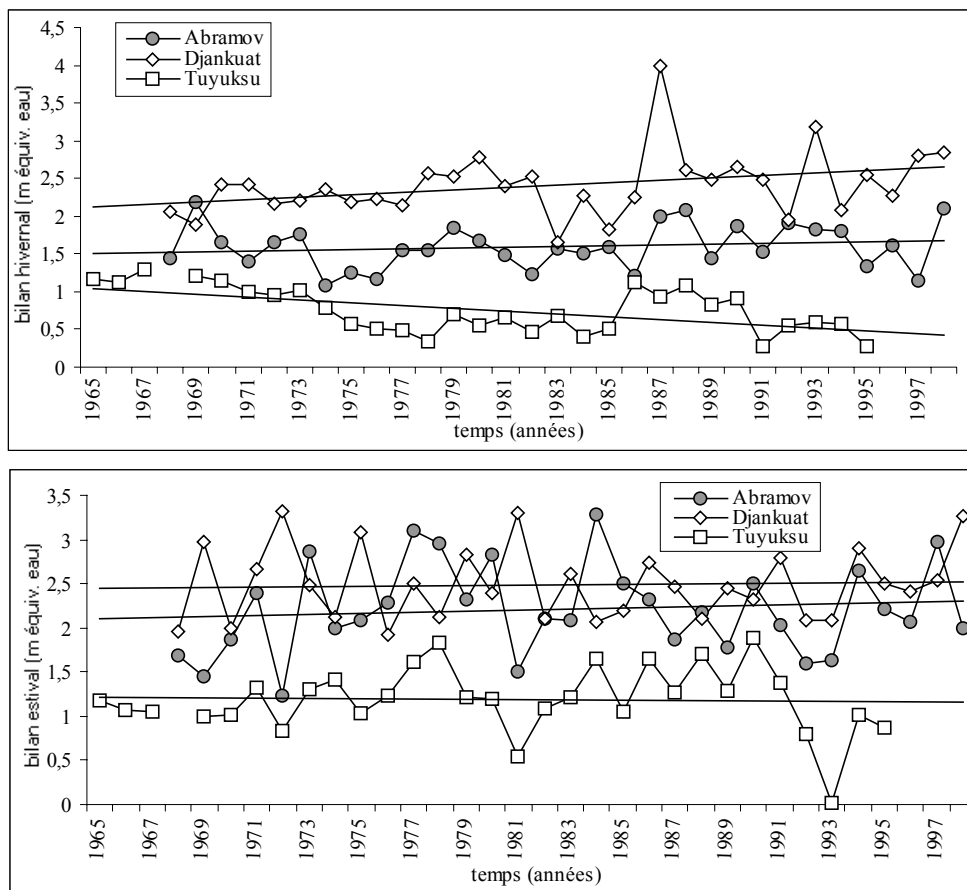


Figure III.14 : bilan hivernal (partie a) et bilan estival (partie b) sur trois glaciers asiatiques (m équiv. eau)

Les courbes de tendance mettent en évidence une très légère augmentation du bilan hivernal du glacier Djankuat, probablement liée à une hausse plus marquée au milieu des années 1980. Cependant, cette tendance ne semble pas s'être accentuée sur les dernières décennies comme c'est le cas dans l'ouest des Alpes ou en Scandinavie. Le bilan estival, quant à lui, reste

également très constant au cours du temps pour les trois sites, et certaines variations semblent communes aux glaciers d'Abramov et de Tuyuksu. Toutefois, nous avons réalisé l'ensemble des tests sur les variations des moyennes et des écart-types sur plusieurs périodes, sans qu'aucune signification ne soit constatée.

III.3.4.2 corrélation entre les différents paramètres

Nous avons cherché à relier le bilan aux deux paramètres hivernaux et estivaux sur la période 1968-1998 (tableau III.9).

	<i>R (bilan-b hiver)</i>	<i>R (bilan-b été)</i>
Abramov	0.63	-0.90
Djankuat	0.74	-0.72
Tuyuksu	0.47	-0.73

Tableau III.9 : coefficients de corrélation R pour trois glaciers asiatiques entre le bilan annuel d'une part et les bilans hivernaux et estivaux d'autre part, sur la période 1968-1998 (excepté pour le glacier Tuyuksu, 1969-1995)

Sur ces glaciers continentaux asiatiques, le bilan estival joue un rôle important dans l'explication du bilan annuel, avec un coefficient de corrélation atteignant 0.9 pour l'Abramov. Pour le Djankuat, le bilan hivernal semble également être un facteur important, peut-être dû à la situation particulière du Caucase entre deux mers.

Afin de détecter une évolution dans le temps de ces corrélations, nous avons représenté sur la figure III.15, les coefficients de corrélation entre les données de bilans annuel et celles d'hiver (haut de la figure) et d'été (en bas). Ces corrélations, calculées sur 15 ans, sont ensuite décalées par une fenêtre mobile.

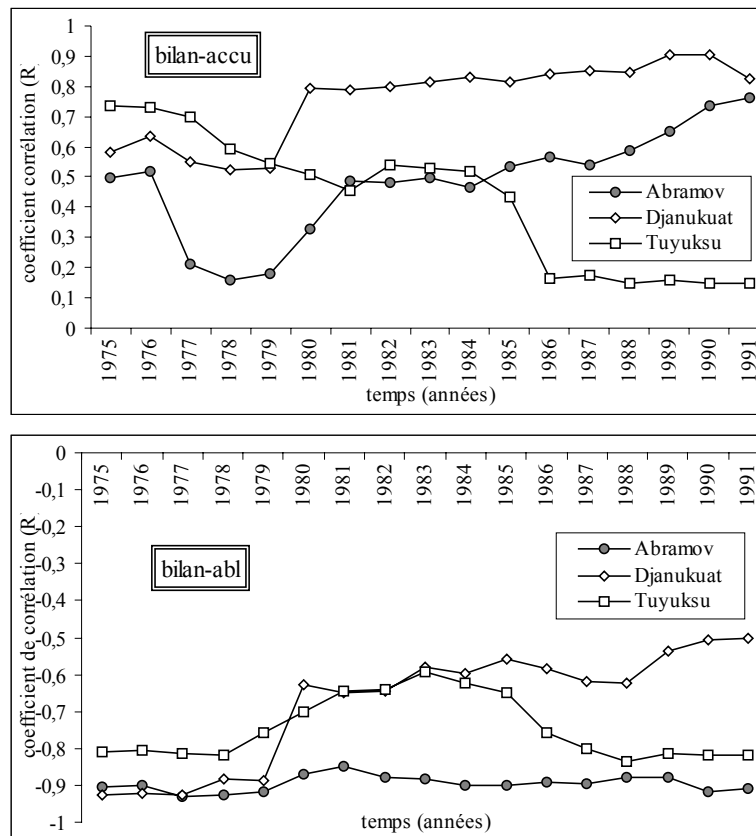


Figure III.15 : coefficients de corrélation R entre les données de bilans et de bilans hivernaux d'une part (haut de la figure) et de bilans estivaux d'autre part (bas de la figure). Ces corrélations sont calculées sur 15 ans et décalées par une fenêtre mobile

Il n'apparaît pas de structure conservée sur tous les sites et tous les comportements existent suivant les glaciers retenus. Pour l'Abramov, la part du bilan estival n'augmente pas dans le temps mais reste en revanche très élevée, alors que celle du bilan hivernal connaît de plus fortes variations. Sur le Tuyuksu, la part du bilan hivernal diminue très nettement (les corrélations sont actuellement très faibles), tandis que celle de l'été, malgré des variations au cours de la période, revient à ses valeurs initiales très élevées. Enfin, sur le Djanukuat, les deux paramètres augmentent faiblement dans le bilan.

III.4.5 CONCLUSION

Ces paragraphes mettent en évidence quelques caractéristiques très générales sur les différents types de glaciers ainsi que les variations spatiales et temporelles de ces caractéristiques. Dans les Alpes, les deux glaciers disponibles ne montrent pas de cohérence au niveau de l'évolution du bilan hivernal : s'il augmente sur Sarennes récemment, il diminue sur Vernagt. Le bilan estival semble plus homogène à l'échelle du massif alpin. En Scandinavie en revanche, on observe une bonne cohérence des bilans d'hiver et d'été pour tous les glaciers, avec une récente augmentation assez prononcée de ceux d'hiver (notamment

sur l'Ålfotbreen). Le bilan estival reste très stable sur toute la période de mesure. Les glaciers asiatiques ont des comportements assez individuels, mais aucun des deux paramètres ne semble avoir augmenté significativement récemment sur ce vaste espace comprenant le Caucase, le Pamir et le Tien Shan.

III.4 - VARIATIONS DU BILAN DE MASSE EN FONCTION DE L'ALTITUDE

III.4.1 INTRODUCTION

La première partie de ce chapitre met en évidence les réponses temporelles de l'ensemble du glacier aux sollicitations du climat annuel. Nous cherchons maintenant à développer les réponses spatiales point par point sur le glacier, c'est à dire les structures de variations communes (ou différentes) du bilan et leurs limites observées à l'échelle du glacier. Dans ce contexte, nous nous sommes intéressés aux distributions du bilan sur l'ensemble de la surface du glacier, en fonction du paramètre d'altitude. Ce profil du bilan de masse en fonction de l'altitude (tout comme l'altitude de la ligne d'équilibre) est l'un des paramètres les mieux adaptés pour interpréter la réponse du glacier aux fluctuations climatiques à court terme (Khun, 1989).

Nous présentons le résultat de nos études sur quelques glaciers où nous disposons du bilan en fonction de l'altitude sur une série assez étendue pour pouvoir décrire l'évolution temporelle de ces distributions. Nous traiterons des glaciers de types variés dans les différents massifs, mais cette étude reste assez succincte. Pour une description plus détaillée des variations du bilan en fonction de l'altitude, on pourra se référer à l'article de Khun (1984).

III.4.2 GENERALITES SUR LES BILANS EN FONCTION DE L'ALTITUDE

Sur la figure III.16, nous avons représenté les distributions des bilans annuels en fonction de l'altitude pour quatre glaciers : Devon (Arctique Canada), Wurten (Alpes), Abramov (Asie) et Nigardsbreen (Scandinavie), sur la période 1991-1995.

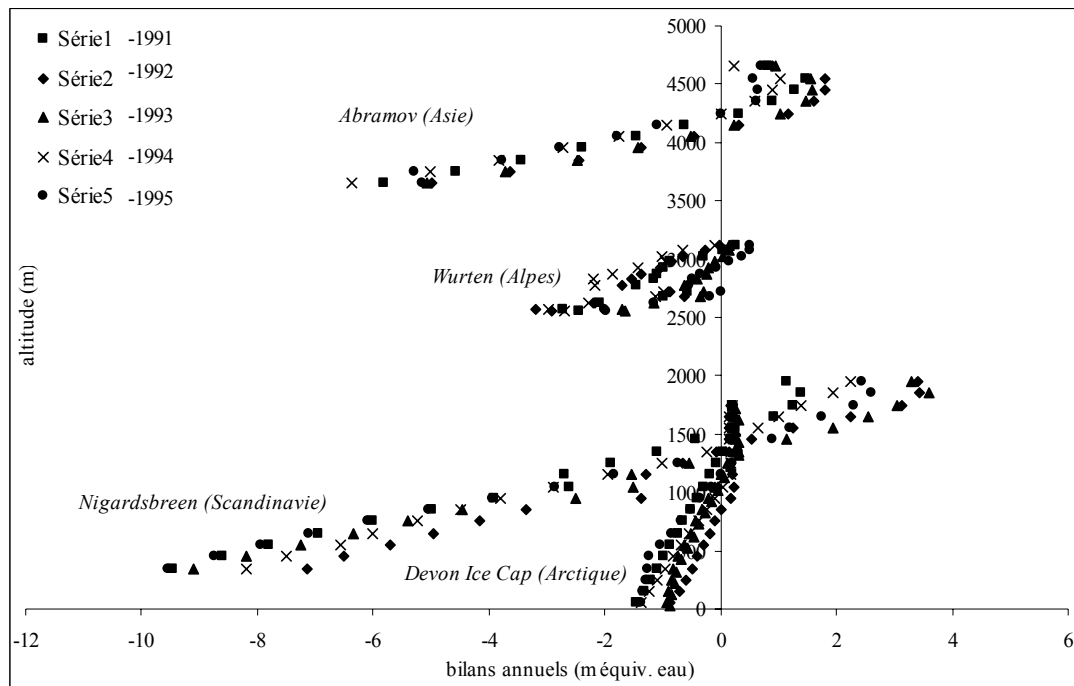


Figure III.16 : bilans de masse annuels (m équiv. eau) de quatre glaciers de l'hémisphère nord en fonction de l'altitude (m) pour cinq années, de 1991 à 1995 (données WGMS)

D'une manière générale, le bilan augmente logiquement lorsque l'altitude z croît. D'année en année, les mêmes caractéristiques semblent également se reproduire puisque l'on retrouve des courbes de distribution annuelles globalement parallèles les unes aux autres. Ces courbes permettent de définir un *coefficient d'activité* (db/dZ) qui représente la variation du bilan avec l'altitude au voisinage de la ligne d'équilibre (Meier, 1962). Selon Lliboutry (1965), ce coefficient semble dépendre de la continentalité du site, la variation de l'ablation avec l'altitude étant plus petite dans les régions continentales.

Cette variation du bilan en fonction de z semble assez régulière globalement le long du glacier, mais localement, de très fortes irrégularités existent. Ces particularités peuvent être attribuées à différents facteurs : l'exposition, la couverture rocheuse, l'insolation (très variable sur les marges du glacier). En règle générale, sur le haut du glacier, ces variations du bilan ne sont plus linéaires (sur ces exemples, les glaciers Nigardsbreen et Abramov). Cette particularité est liée à l'influence de la topographie du site d'une part qui limite l'accumulation (effet du vent), ou l'altitude de la zone d'accumulation supérieure à celle de la formation des nuages (moins justifié sur Nigardsbreen).

Cette variation du bilan avec z , apparemment régulière dans la zone d'ablation, est en fait dépendante de l'exposition, de l'état de surface, ce qui fait que dans le détail, ce que l'on représente par une courbe unique le long de l'axe central devrait être décrit par une surface de bilan dans l'espace xyz , qui peut être assez compliquée.

Dans le but de préciser ces caractéristiques des variations du bilan en fonction de l'altitude, nous détaillons dans les paragraphes suivants quelques exemples de glaciers répartis dans les différents massifs.

III.4.3 LES GLACIERS DES ALPES

Sur la figure III.17, nous avons représenté les variations annuelles du bilan aux différentes balises (ou par tranches d'altitude) sur les glaciers de Sarennes, Gries, Hintereis, et Argentièrè⁶.

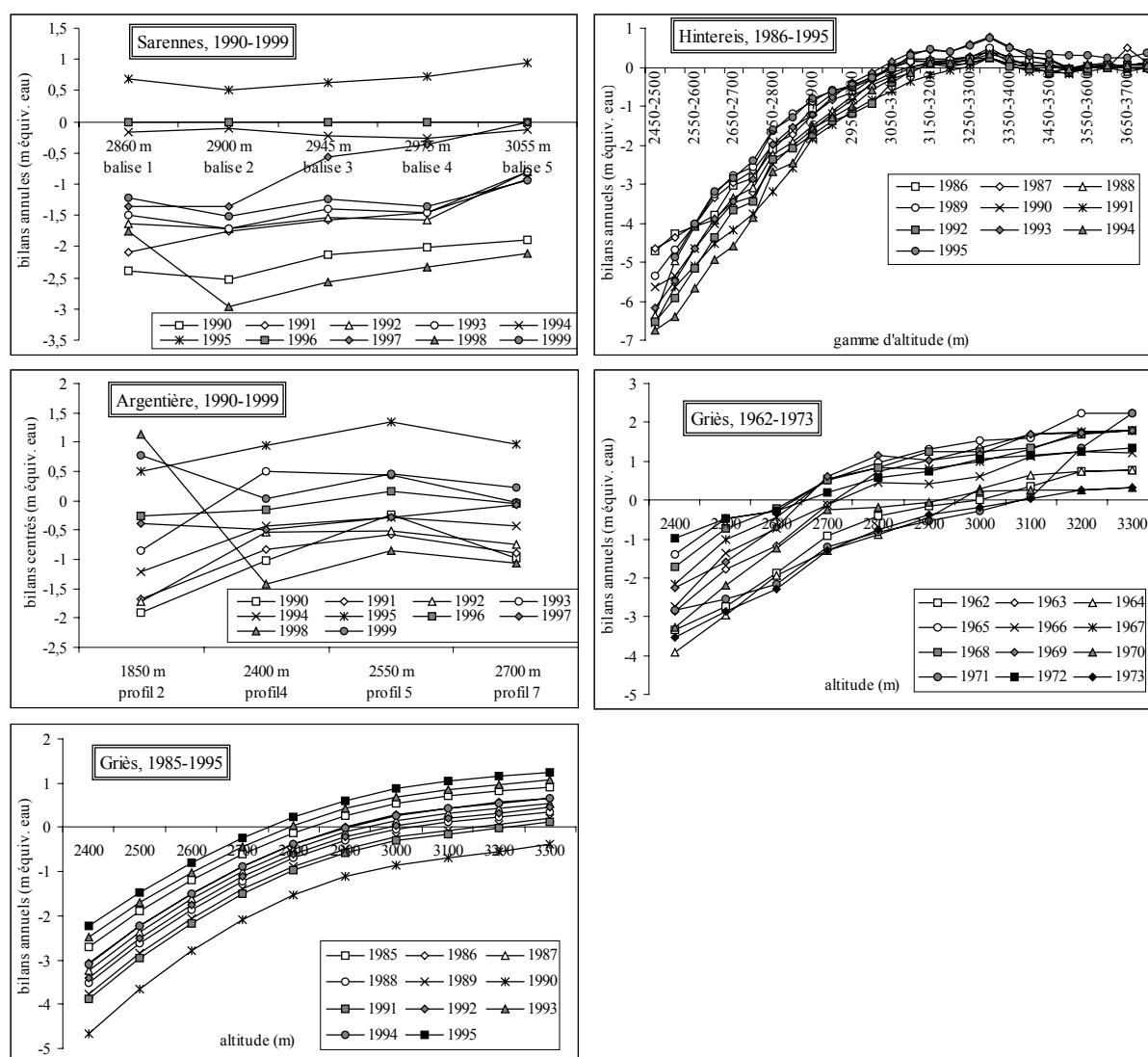


Figure III.17 : bilans de masse annuels en fonction de l'altitude sur les glaciers de Sarennes (1990-1999), Argentièrè (1990-1999), Hintereis (1986-1995) et Gries (1962-1973 et 1985-1995)

⁶ la totalité des périodes de mesure n'est pas forcément représentée ; par exemple, les données sur Sarennes sont disponibles depuis 1975, mais nous ne représentons que les années 1990 à 1999

Sur Sarennes, cinq points de mesure sont répartis le long de l'axe central du glacier. Ce glacier est sans doute l'un des mieux documentés des Alpes pour ce type de données puisque l'on dispose également des deux termes de bilans hivernal et estival aux cinq balises en fonction de l'altitude.

Sur le glacier d'Argentière, les mesures de bilan sont réalisées sur quatre profils de la zone d'ablation depuis 1976 (altitudes moyennes des profils : 1850, 2400, 2500 et 2700 m) et en quelques sites de la zone d'accumulation (glacier des Améthystes, cirque d'Argentière) depuis 1994 seulement.

Sur le glacier de Gries et de Hintereis, le nombre de balises utilisées n'est pas connu. Une moyenne du bilan est calculée pour chaque tranche d'altitude du glacier (cas de Hintereis) ou pour une altitude moyenne d'une tranche du glacier (cas du Gries). Comme le souligne Lliboutry (1965), le coefficient d'activité est en général très mal défini si l'on représente tous les bilans spécifiques à chacune des balises mesurées, en fonction de z . Il est plus judicieux d'utiliser une valeur moyenne pour chaque gamme d'altitude du glacier (chaque replat du glacier), car l'influence des facteurs topographiques est alors nettement atténuée.

Plusieurs remarques très générales peuvent être déduites de ces graphes. Sur le glacier du Gries, alors que les données sur 1960-1973 semblent réellement représenter des mesures de terrain, la forte régularité des séries sur 1985-1995 donnent à penser qu'elles sont issues d'un modèle (Funk et al., 1997).

Sur Hintereis, les données du bas du glacier montrent une certaine dispersion. Il peut s'agir d'un phénomène lié à la couverture rocheuse par exemple.

Sur le glacier d'Argentière, les variations de bilans centrés sont assez parallèles en moyenne sur les trois profils du haut. En revanche, au profil 2 (le plus bas), cette linéarité de variations disparaît totalement. Plusieurs raisons peuvent expliquer ces différences : un fort écart de presque 600 m entre le profil 2 et celui situé immédiatement au dessus (profil 4) tandis que les trois profils du haut sont compris dans une gamme d'altitude de moins de 300 m ; une couverture rocheuse très importante et variable à la fois le long du profil 2 et apparemment d'année en année. On observe, par ailleurs, une forte variabilité annuelle au profil 2 avec un écart-type des mesures sur la période de 1.17 m d'eau alors qu'il diminue avec l'altitude sur le plateau supérieur (0.80 au profil 4, 0.67 au 5 et 0.74 m d'eau au 7).

Sur Sarennes, la décroissance du bilan avec l'altitude n'est pas aussi marquée que sur les exemples précédents. Ceci s'explique par la gamme d'altitude réduite couverte par les 5 stations sur le glacier (seulement 200 mètres). Dans ce cas de figure, des caractéristiques locales masquent les variations normales en fonction de l'altitude : à la balise 1 (tout en bas), on note presque chaque année un phénomène de sur accumulation par le vent, tandis que la balise 5, dans la pente sommitale, connaît un déficit d'accumulation (Six, 1997). Si l'on

néglige la balise 1, les variations annuelles aux quatre autres balises semblent apparemment se comporter plus linéairement.

Néanmoins, même si le glacier de Sarennes est très bien documenté, il est finalement peu adapté à ce genre d'étude sur la distribution du bilan car la gamme d'altitude séparant les cinq balises est très réduite. Bien que ce glacier ait souvent été utilisé pour ce genre d'analyses, il ne donne en réalité qu'un certain type d'informations et il faut passer à l'étude des grands glaciers comme celui d'Argentière ou Hintereis pour pouvoir tirer des informations fiables et plus complètes au point de vue climatique, notamment sur la sensibilité du bilan en fonction de la température quand l'altitude varie (Vallon et al., 1998).

III.4.4 LES GLACIERS SCANDINAVES

En Scandinavie, nous analysons les glaciers Storbreen, Gråsubreen, Ålfotbreen, et Engabreen⁷, pour lesquels les bilans en fonction de l'altitude sont portés sur la figure III.18.

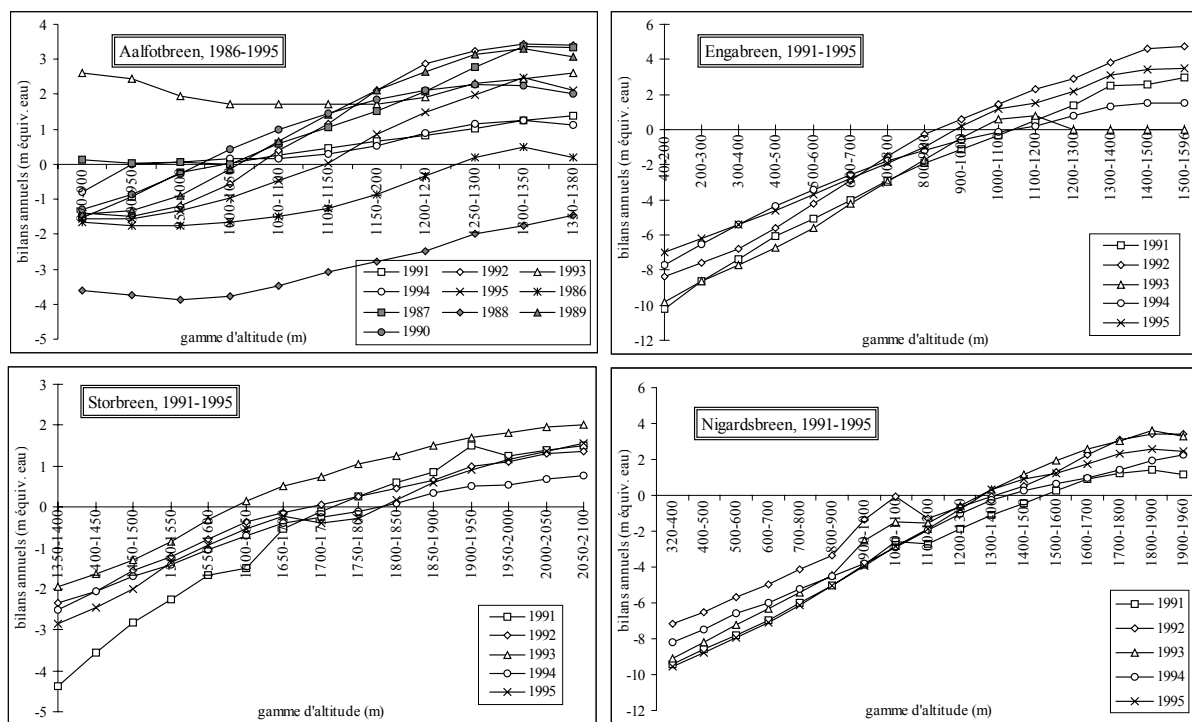


Figure III.18 : bilans annuels (m équiv. eau) pour les glaciers de Storbreen, Nigardsbreen, et Engabreen sur la période 1991-1995 et pour Ålfotbreen sur 1986-1995, en fonction de l'altitude (m). Données WGMS

Ces courbes présentent des caractères assez semblables pour les trois glaciers Storbreen, Engabreen et Nigardsbreen, où les variations du bilan avec l'altitude sont globalement assez

⁷ d'autres données sur d'autres glaciers scandinaves sont également disponibles. Nous avons sélectionné ces quatre sites comme représentatifs de la variété géographique : proximité de l'océan immédiate ou plus lointaine, et haute latitude

linéaires. Les bilans de ces glaciers semblaient cependant dépendre fortement des bilans hivernaux, que l'on suppose en général moins homogènes que les bilans estivaux. Il semble que ce ne soit pas le cas sur les glaciers scandinaves. En revanche, le glacier Ålfotbreen s'écarte assez notablement de ce type de variations.

III.4.5 LES GLACIERS ARCTIQUES

Dans l'Arctique, nous disposons de deux glaciers, White et Devon, qui montrent tous deux des variations très particulières de bilans avec l'altitude (figure III.19).

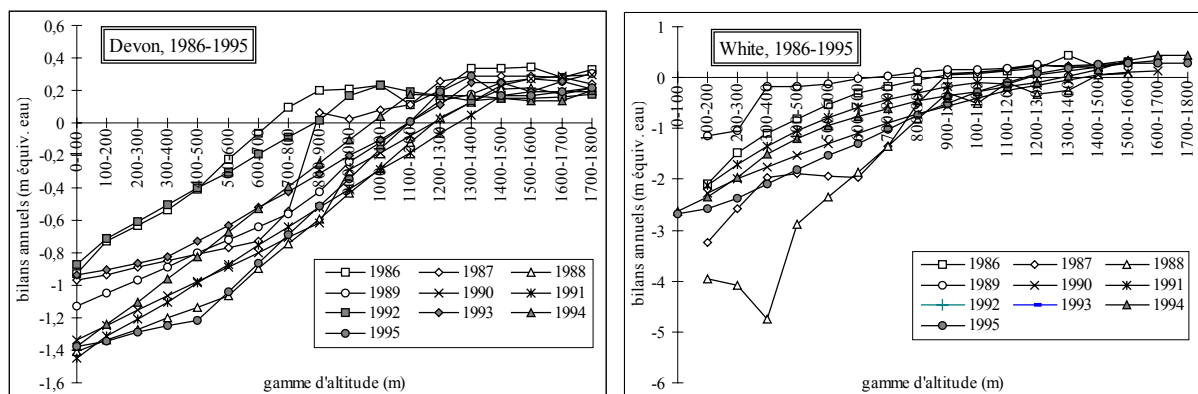


Figure III.19 : bilans annuels (m équiv. eau) pour les glaciers White et Devon sur la période 1986-1995, en fonction de l'altitude (m). Données WGMS

Aucune structure linéaire ne se dégage de cet ensemble, puisque l'écart des bilans entre le haut et le bas des glaciers pour deux années n'est pas du tout conservé. Ce qui est notable est ici le fait que la gamme d'altitude est supérieure à celle des autres glaciers puisqu'elle atteint 1800 m de dénivelé (en moyenne 800 m en Scandinavie et au maximum 1200 m dans les Alpes). Cette importante différence explique en partie probablement les figures observées, et on peut tenter un rapprochement de comportement avec les zones élevées des glaciers alpins, où l'écart des bilans d'année en année est plus réduit.

III.4.6 LES GLACIERS DU CONTINENT ASIATIQUE

La figure III.20 présente les bilans des glaciers Djankuat et Abramov sur 1986-1995.

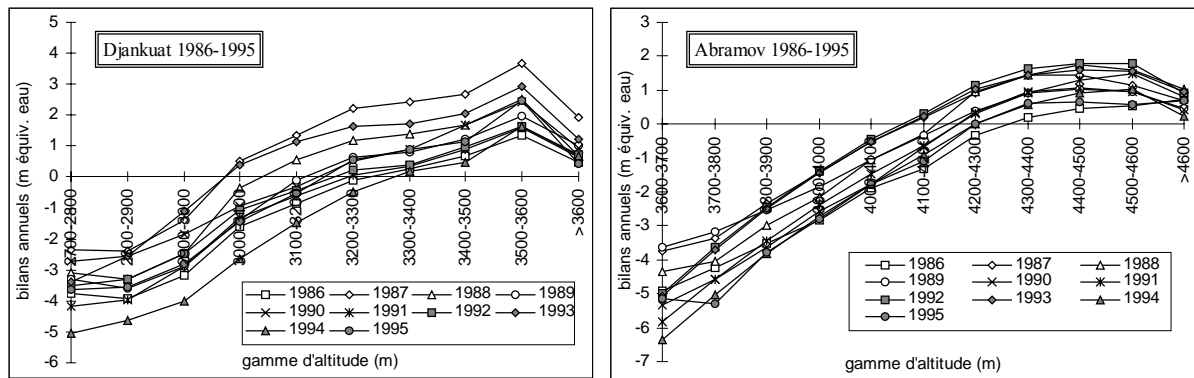


Figure III.20 : bilans annuels (m équiv. eau) pour les glaciers de Djankuat et Abramov sur la période 1986-1995, en fonction de l'altitude (m). Données WGMS

Sur les glaciers asiatiques, la dépendance du bilan en fonction de l'altitude est plutôt régulière, en général même plus régulière que ce qui a pu être observé jusque là. Les variations annuelles des bilans aux différentes balises sont donc bien cohérentes d'un site à l'autre. Comme sur d'autres glaciers, on remarque une diminution des écarts annuels du bilan dans la zone supérieure du glacier, indiquant un biais dans la mesure.

III.4.7 DISCUSSION SUR LES VARIATIONS DU BILAN AVEC L'ALTITUDE

Certains auteurs comme Meier et Tangborn (1965), Hoinkes (1970), Khun et al. (1979), Funk (1985) ou encore Lliboutry (1974), avaient remarqué que les variations annuelles du bilan avec l'altitude semblaient globalement linéaires d'une année sur l'autre. Pour ces auteurs, les courbes de bilan en fonction de l'altitude pour différentes années se déplacent parallèlement à elles mêmes en reproduisant plus ou moins les mêmes caractéristiques du bilan tout le long des différentes altitudes de la surface. Lliboutry (1974) a formulé cette répartition linéaire du bilan $b_{i,t}$ (mesuré en un point i pour l'année t) :

$$b_{i,t} = \alpha_i + \beta_t + \varepsilon_{i,t}$$

où α_i est un paramètre spécifique au lieu i , β_t est un paramètre propre à l'année t , exprimant la variation du bilan dans le temps par rapport à une moyenne du bilan et $\varepsilon_{i,t}$ est une variable aléatoire centrée.

Sur notre échantillon de glaciers, la "linéarisation" du bilan comme le proposait Lliboutry, semble justifiée seulement pour certains glaciers et pour certaines années, mais de nombreuses exceptions existent cependant. Elles sont détaillées dans les paragraphes suivants.

III.5 - DOMAINE DE VALIDITE ET LIMITES DU MODELE LINEAIRE DE VARIATION

III.5.1 INTRODUCTION

Les figures des paragraphes précédents montrent que seules quelques courbes de bilan en fonction de l'altitude semblent régulières avec des variations linéaires d'année en année. Si les bilans moyens sont logiquement très différents d'un site à l'autre sur le glacier, les variations de ce bilan d'année en année ne semblent pas être toujours conservées.

Nous proposons ci dessous un certain nombre de raisons pour lesquelles ces structures linéaires ne sont pas toujours observées. Chacune pourrait être largement détaillée par la suite dans d'autres études sur d'autres glaciers, afin de mieux définir les domaines de validité et par conséquent, les limites d'un modèle linéaire de variation du bilan avec l'altitude sur un glacier.

III.5.2 EVOLUTION DANS LE TEMPS

La relation établie par Lliboutry en 1974 (et pour la zone d'ablation du glacier de Saint-Sorlin) était basée sur des données de bilan en fonction de l'altitude des années antérieures à 1974. Comme les conditions d'alimentation des glaciers ont varié dans le temps, nous testons alors dans un premier temps la stabilité de ce modèle pour détecter si les gradients du bilan ont évolué et si cette relation linéaire est plus justifiée sur une époque ou sur une autre.

Sur les glaciers de Ålfotbreen (Scandinavie), Kesselwand (Autriche) et Maliy Aktru (Pamir), nous avons représenté les bilans sur deux périodes différentes 1991-1995 et 1971-1975 (1970-1974 pour Maliy Aktru) (figure III.21).

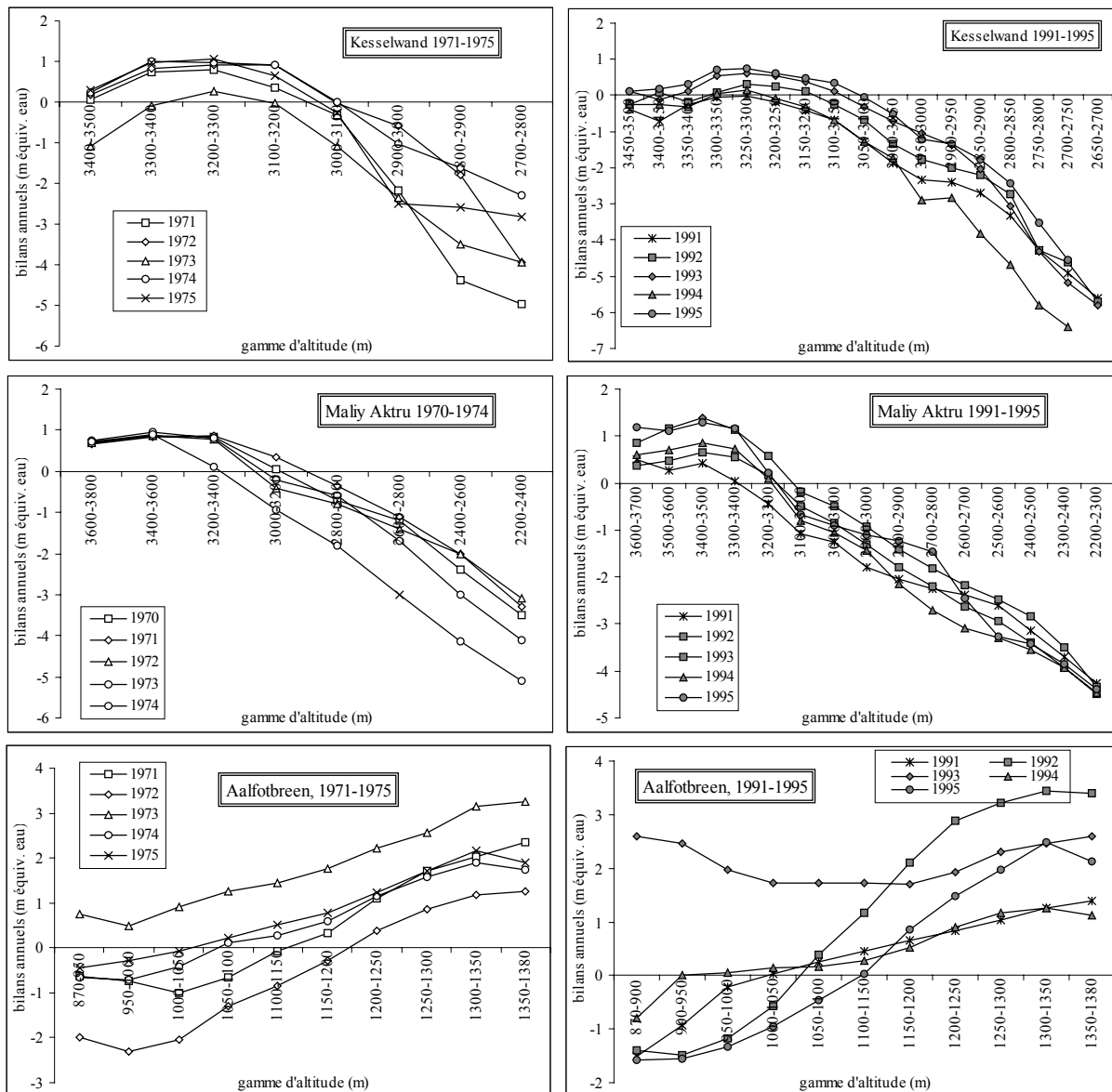


Figure III.21 : bilans de masse (m équiv. eau) en fonction de l'altitude (m) pour trois glaciers sur deux périodes différentes 1971-1975 et 1991-1995 (1970-1974 pour Maliy Aktru)

Globalement, nous n'observons pas de très fortes différences entre les deux périodes, et une étude plus détaillée sur de plus longues séries serait nécessaire. En réalité, le rôle prépondérant de l'accumulation hivernale ou celui de l'ablation estivale dans l'explication du bilan sur certaines périodes devrait nettement influencer la variabilité du bilan à l'échelle du glacier et donc la cohérence entre les différents balises mesurées.

Dans ce contexte, nous avons choisi de séparer sur le glacier de Sarennes, les années aux bilans plutôt favorables (les 6 années les plus favorables de la série disponible 1975-1999 sont respectivement 1975, 1977, 1978, 1980, 1981 et 1995) et les années aux bilans plutôt défavorables (1976, 1986, 1989, 1990, 1991, et 1998) (figure III.22). Sur ce graphique, nous avons représenté les variations annuelles sans la balise 1.

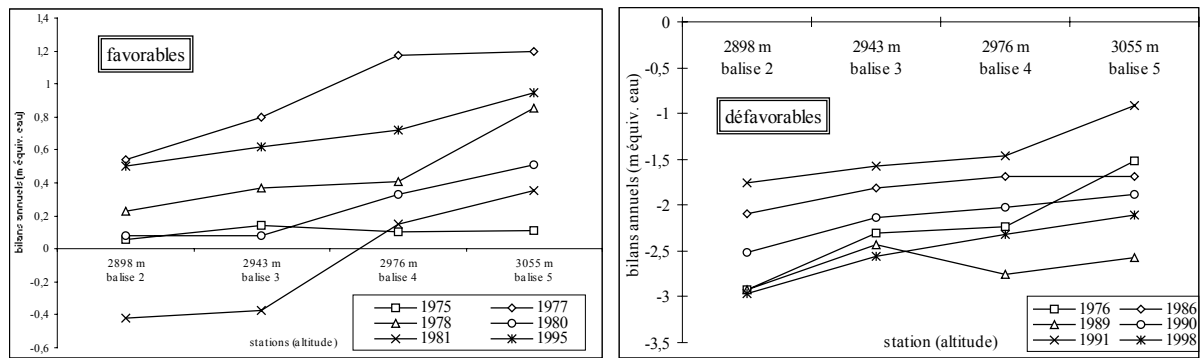


Figure III.22 : bilans en fonction de l'altitude sur le glacier de Sarennes, sans la balise 1. La partie gauche de la figure présente les 6 années les plus favorables de 1975-1999, la partie droite, les 6 années les plus défavorables de la série 1975-1999

Globalement, les années les plus déficitaires ne montrent pas de variations plus régulières que celles des années favorables. La gamme d'altitude sur Sarennes est en réalité trop réduite pour ce type d'étude qui devrait être reprise sur d'autres grands glaciers.

Khun (1984) décrit largement ces changements de profils de bilans en fonction de l'altitude entre les années positives et négatives. Dans les Alpes, cette différence n'est pas très marquée suivant l'altitude, à l'opposé des glaciers maritimes, où la différence est forte essentiellement en zone d'accumulation.

III.5.2 DIFFERENCIATIONS DES DEUX COMPOSANTES DU BILAN

Cette analyse des variations du bilan dans l'espace et dans le temps peut s'étendre au suivi de l'ablation estivale et de l'accumulation hivernale sur Sarennes (données Guirado, communication personnelle), sur Abramov (données WGMS), sur Ålfotbreen (données WGMS) pour la période 1986-1995 (figure III.23).

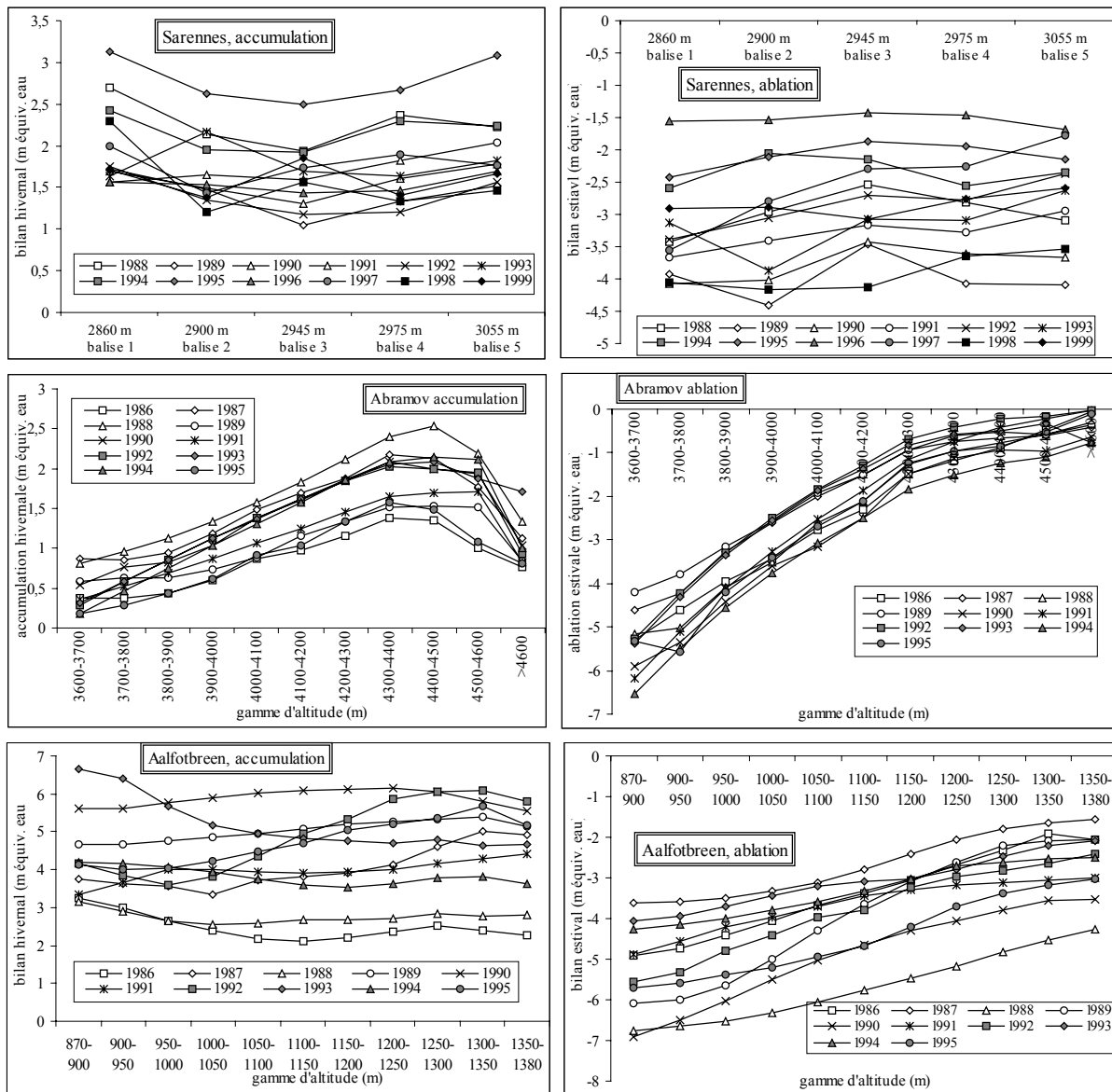


Figure III.23 : bilans hivernaux (gauche) et bilans estivaux (droite) (m equiv. eau) sur les glaciers de Sarennes (1988-1999), Abramov (1986-1995) et Aalfotbreen (1986-1995) en fonction de l'altitude (m)

Les données d'ablation estivale apparaissent globalement assez proches d'un modèle linéaire de variation. Cette caractéristique se retrouve aussi sur les bilans hivernaux, bien que par nature, ils possèdent une variabilité spatiale plus importante à l'échelle du glacier (redistribution par le vent...). D'autres données, notamment celles des glaciers Arctiques où le bilan estival est faible et le bilan hivernal important dans la part d'explication du bilan, devraient être analysées. Aucune donnée sur ces glaciers n'a été trouvée lors de notre recherche bibliographique.

III.5.3 DIFFERENCIATIONS SPATIALES

Nous pouvons également étudier ces distributions tout le long du glacier, en séparant cette fois la surface en deux zones qui correspondraient approximativement aux zones d'ablation et d'accumulation.

Nous présentons les bilans annuels du glacier Hintereis (Autriche) et la calotte Devon (Arctique Canadien) dans ces deux régions (figure III.24)⁸.

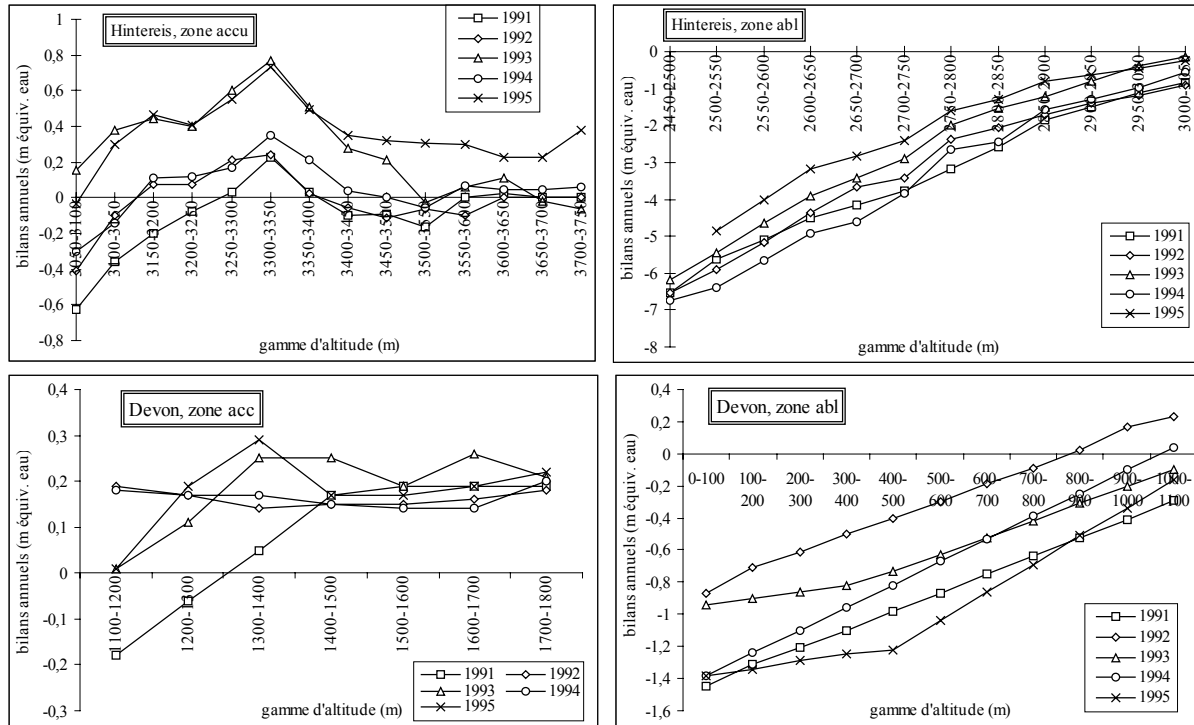


Figure III.24 : bilans de masse annuels en fonction de l'altitude sur le glacier Hintereis et la calotte Devon dans la zone d'accumulation (gauche) et la zone d'ablation (droite) des glaciers pour 1991-95

Pour ces grands glaciers où les deux zones sont relativement étendues, les données de bilan en zone d'ablation semblent mieux suivre un modèle linéaire de variations que les données de la zone d'accumulation, confirmant ainsi que les mesures de l'accumulation sont souvent plus exposées à des particularités propres à chaque site que ne le sont les mesures du bilan en zone d'ablation.

Sur le glacier d'Argentière, les bilans sont disponibles dans la zone d'accumulation depuis 1994. Ces données sont celles du cirque du fond d'Argentière et du glacier des Améthystes. Le bilan annuel n'est pas disponible et nous présentons les données de bilan estival dans cette région (figure III.25).

⁸ l'altitude qui sépare les deux zones est arbitraire. C'est notre estimation de l'altitude moyenne où le bilan est nul sur les courbes de bilans en fonction de z

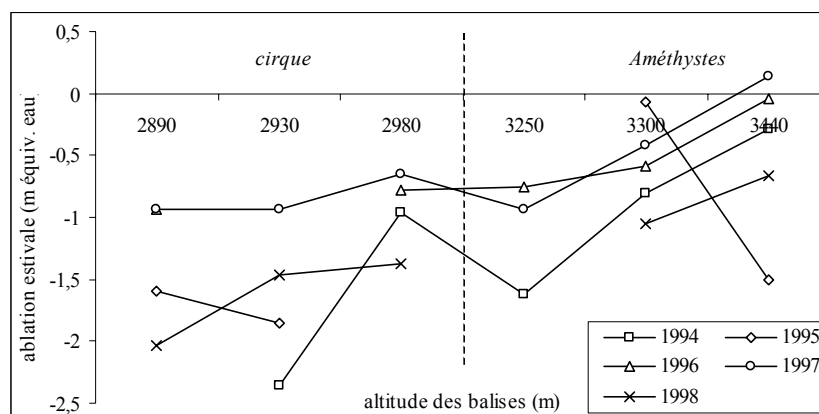


Figure III.25 : ablation estivale de la zone d'accumulation du glacier d'Argentière (Améthystes et cirque) en fonction de l'altitude, sur la période 1994-1998 (m équiv. eau). Données C. Vincent (communication personnelle)

Dans la zone d'accumulation et sur cette courte période, la distribution du bilan avec l'altitude ne suit pas les schémas observés jusqu'alors, même en séparant les deux bassins d'accumulation, le cirque et le glacier des Améthystes. Les séries sont actuellement trop courtes et les points trop éparés pour analyser la signification de tels résultats.

III.5.4 TESTS DU MODELE LINEAIRE

Les paragraphes précédents montrent que toutes les situations de variations de bilan en fonction de l'altitude dans le temps existent : certaines années sont très cohérentes tout le long du glacier (ou dans certaines zones), d'autres beaucoup moins. Il nous paraît alors utile de détailler l'analyse des bilans de masse à l'aide du modèle linéaire de variation afin de tester la justification d'un tel choix de modèle. Pour ces tests, seuls deux exemples ont été traités : les glaciers de Sarennes et de Kesselwand.

III.5.4.1 glacier de Sarennes

Les bilans annuels centrés aux 5 balises sur la période de mesure 1975-1999 sont présentés sur la figure III.26.

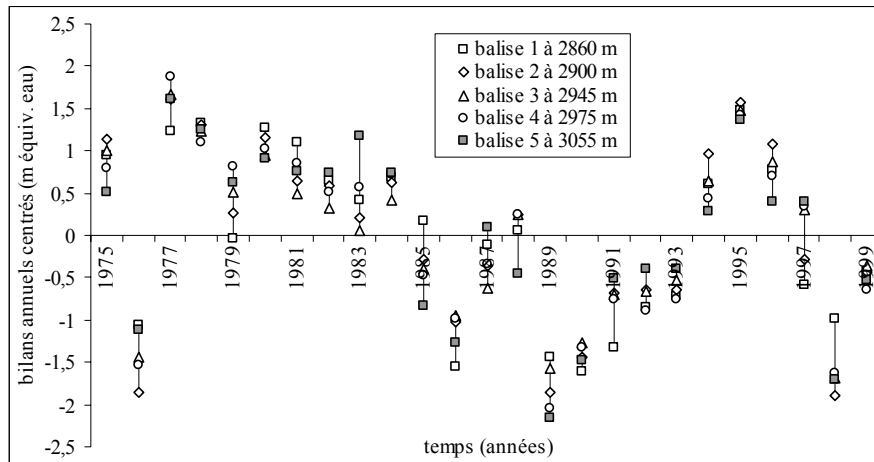


Figure III.26 : bilans annuels centrés en fonction du temps pour les 5 balises du glacier de Sarennes (m équiv. eau)

Sur cette figure, on observe une bonne cohérence temporelle des données annuelles recueillies aux cinq balises. Ainsi, malgré des moyennes assez différentes d'un site à l'autre, les variations autour de la moyenne sont très voisines. La balise 1 est cependant la plus souvent à l'extérieur du lot, soulignant une fois de plus son caractère particulier soumis à des accumulations éoliennes irrégulières.

La cohérence des variations de bilans relevées aux différentes balises est chiffrée par le coefficient τ^2 qui exprime le rapport de la variance expliquée sur la variance totale (cf. Chapitre I). Dans ce cas, 95% de la variance des bilans peuvent être expliqués par un modèle linéaire de variation.

Cette cohérence est d'ailleurs bien illustrée par le graphe III.27 où figure l'ensemble des corrélations entre les balises (calculées sur 1975-1999) en fonction des différences d'altitude.

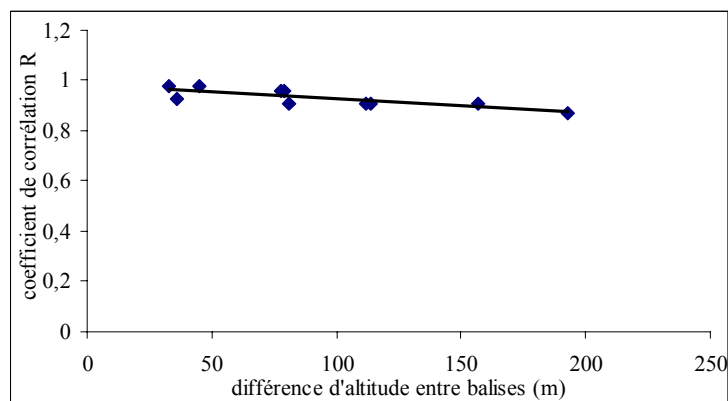


Figure III.27 : coefficients de corrélation R entre les 5 balises du glacier de Sarennes (sur 1975-1999) en fonction de la différence d'altitude entre les balises

On observe une légère décroissance de la corrélation lorsque la différence d'altitude augmente, mais, au total, à cause de la faible gamme d'altitude des balises, un modèle linéaire de variation du bilan est bien approprié à ce glacier, comme le laissait prévoir la figure III.17.

On peut alors tester quelles sont les années les plus fortement corrélées entre elles. Nous classons par ordre croissant les bilans des 5 balises, la première moitié correspondra aux années les plus défavorables et la deuxième moitié, aux années les plus favorables. On peut alors corréler les deux balises les plus proches (3 et 4) ou les deux plus éloignées (à l'exception de la balise 1, la 2 et la 5) (figure III.28).

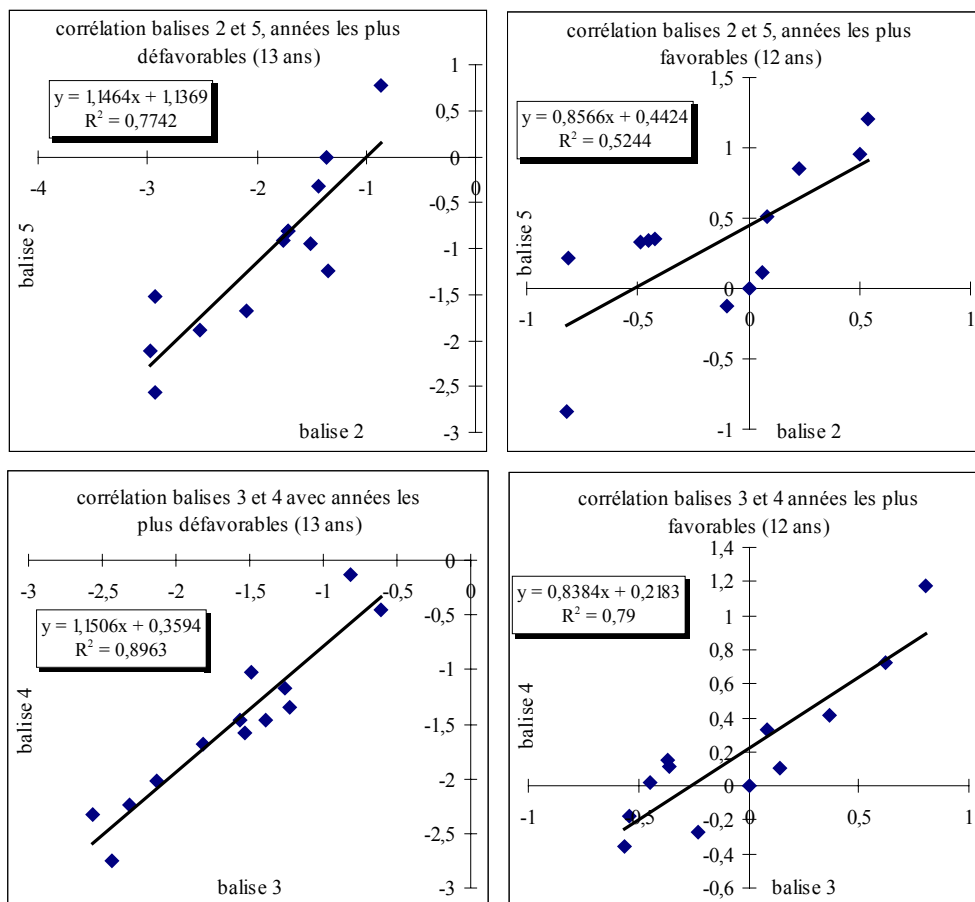


Figure III.28 : corrélations des balises 3 et 4 (en haut) et des balises 2 et 5 (en bas) ; à gauche de la figure, ce sont les années les plus défavorables et à droite, les années les plus favorables

Le coefficient de corrélation est plus fort pour les années défavorables. Sur ces treize années, six appartiennent à la décennie récente 1990-1999 (les 13 sont après 1983). La corrélation diminue de manière assez sensible pour les années les plus favorables, qui correspondent souvent à des accumulations plus élevées. A l'échelle du glacier, nous pouvons donc conclure que la variabilité spatiale de l'accumulation semble être importante puisque les balises 2 et 5

sont mal corrélées pour les années favorables, malgré une distance linéaire entre les deux sites de moins de 800 m.

III.5.4.2 glacier Kesselwand

Les bilans centrés pour les 16 plages d'altitude mesurées sur le glacier entre 1986 et 1995 sont présentés sur la figure III.29.

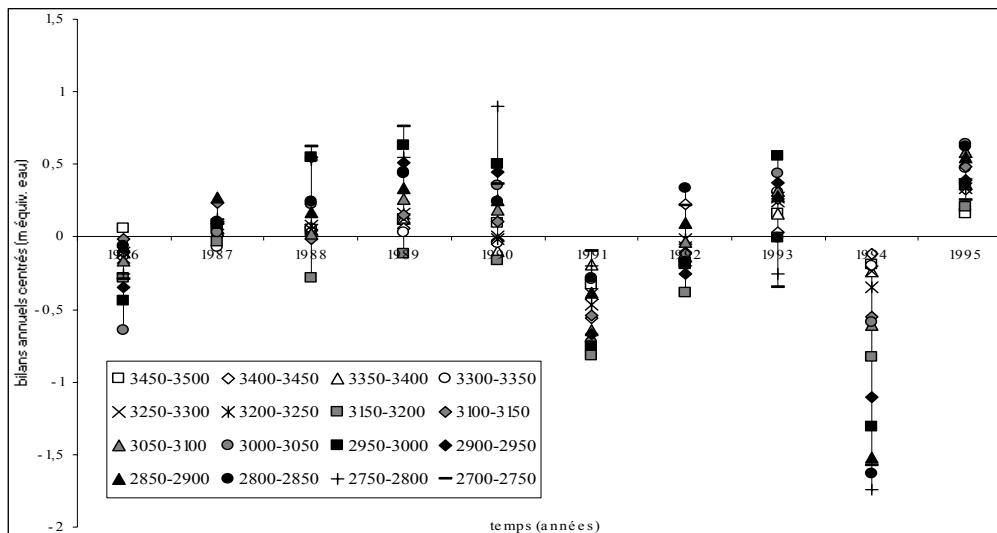


Figure III.29 : bilans annuels centrés des 16 gammes d'altitude mesurées sur le glacier Kesselwand (m équiv. eau) entre 1986 et 1995

La plage d'altitude des mesures sur Kesselwand est de 750 m. Les bilans centrés sont pour certaines années, comme 1994, assez largement dispersés autour de la valeur moyenne du bilan. D'ailleurs, le coefficient τ^2 exprimant le rapport de la variance expliquée par le modèle linéaire par la variance totale du bilan n'est plus ici que de 64%.

Les balises les plus basses sont en général situées à l'extérieur du signal, soulignant ainsi leur plus forte variabilité.

L'ensemble des coefficients de corrélation de toutes les plages d'altitude en fonction de la différence d'altitude entre les sites est représenté figure III.30.

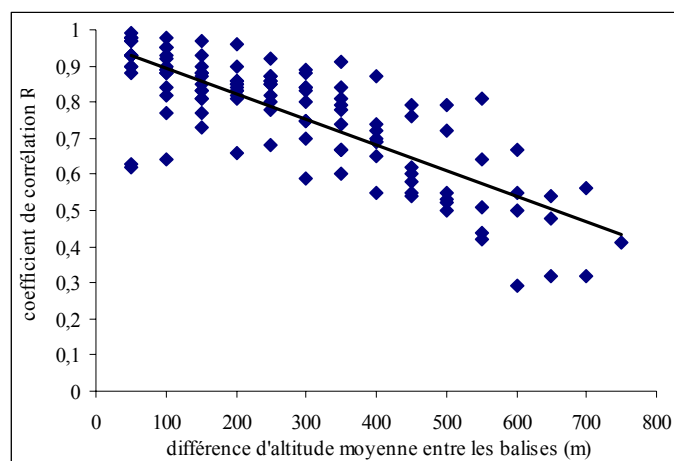


Figure III.30 : coefficients de corrélation R entre les différents sites du glacier Kesselwand, en fonction de la différence d'altitude entre les sites (en m)

La corrélation diminue lorsque l'écart d'altitude augmente. Les plus faibles corrélations sont celles entre les données de la zone d'accumulation et celles de la zone d'ablation, mais des corrélations sont également assez faibles pour des petites différences d'altitude (50 à 100 m) : ces valeurs correspondent aux corrélations des données de la zone d'accumulation.

Si l'on ne considère que la zone d'ablation (de 2700 m à 3100 m), ces décroissances sont beaucoup moins marquées. D'ailleurs, le calcul de τ^2 donne 76% dans cette région, ce qui est un résultat meilleur que celui du glacier tout entier (64%).

III.6 - CONCLUSIONS

Ce premier chapitre d'analyses traite des données annuelles de bilans de masse à l'échelle du glacier, afin de développer cette relation bilans des glaciers – sollicitations climatiques. Deux approches ont été choisies : d'une part, l'étude temporelle des différentes composantes du bilan (bilan hivernal et estival) pour l'ensemble du glacier et d'autre part l'étude des distributions spatiales du bilan point par point sur le glacier.

La première partie met en évidence que dans les Alpes, les deux glaciers pour lesquels les deux composantes du bilan sont disponibles ne montrent pas de cohérence au niveau de l'évolution de l'accumulation : alors que le bilan hivernal ainsi que la part du bilan hivernal dans le bilan annuel augmentent récemment sur Sarennes (ce qui fait un bilan annuel beaucoup plus variable d'une année à l'autre), le bilan hivernal diminue sur Vernagt. Dans les Alpes, l'ablation estivale semble plus homogène que l'accumulation à l'échelle du massif. En Scandinavie en revanche, on observe une bonne cohérence de l'ablation et de l'accumulation pour tous les glaciers, avec une augmentation récente de cette dernière assez prononcée. L'ablation reste très stable sur toute la période de mesure. Les glaciers asiatiques ont des

comportements assez variés, mais ni l'ablation, ni l'accumulation ne semblent avoir augmenté significativement récemment.

De la deuxième partie sur l'étude des bilans en fonction de l'altitude sur le glacier, nous pouvons conclure qu'un modèle linéaire de distribution des variations du bilan souvent évoqué n'est pas toujours adapté à l'échelle du glacier. Ce gradient altitudinal du bilan varie en réalité suivant les années et les conditions (Kuhn (1984, 1979 et 1981) ; Schytt (1967), Oerlemans et al. (1989)). Nous pouvons mettre en évidence des différences suivant les années considérées, suivant les années à faible ou fort bilan, suivant la zone du glacier (accumulation ou ablation), suivant la composante du bilan étudiée (bilan hivernal ou estival), ou encore suivant la taille du glacier (petits ou grands glaciers). Ces remarques soulignent la nécessité de suivre différents sites, et particulièrement les grands glaciers qui présentent de fortes différences tout le long du profil. Cette sensibilité des bilans en fonction de l'altitude semble extrêmement importante, notamment pour comprendre les variations de ce bilan avec les températures ou les précipitations, pour différentes plages d'altitude (Vincent et al., 1997).

Toutes ces différences témoignent, d'une part de conditions d'alimentation très différentes d'un site à un autre sur le glacier (c'est à dire des moyennes annuelles de bilans très variées), mais également des variations inter-annuelles parfois très peu structurées d'un site à un autre. Qu'en est-il des variations de ce bilan d'une année à l'autre à l'échelle d'un massif, c'est à dire lorsque le site considéré n'est plus une balise ou une tranche d'altitude mais un glacier dans sa globalité ? Observe t-on, comme sur les balises d'un même glacier, de fortes différences spatiales ou au contraire des structures cohérentes du bilan ? L'ensemble de ces questions est le thème principal du chapitre suivant, qui traite des distributions de bilans de masse à l'intérieur des différents massifs glaciaires de l'hémisphère nord.

CHAPITRE IV

DISTRIBUTIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DES SERIES DE BILANS DE MASSE DE L'ENSEMBLE DE L'HEMISPHERE NORD

IV.1 - INTRODUCTION

Les longues séries de bilans recensées et présentées dans le Chapitre II vont nous permettre maintenant d'examiner les distributions du bilan de masse sur les différents massifs glaciaires de l'hémisphère nord. Au lieu d'évaluer une valeur globale du bilan de masse de l'ensemble des glaciers et des calottes polaires¹, par ailleurs déjà estimée par plusieurs auteurs (Meier, 1984 ; Oerlemans et Zuo, 1997 ; Cogley, 1998 ; Dyrgerov, 1997a), ce chapitre traite de la variabilité du bilan de masse dans l'espace et dans le temps. L'objectif de ces analyses est de dégager des similitudes ou des différences dans les variations annuelles du bilan afin de mettre en évidence son rôle de témoin des fluctuations climatiques sur une échelle globale. Ces analyses devraient permettre d'évaluer les caractéristiques des distributions pour chacune des régions évoquées au Chapitre II. La recherche de ces structures spatiales et temporelles est nécessaire pour décrire l'évolution du bilan de masse sur le dernier siècle, et détecter ainsi d'éventuels changements climatiques sur cette période.

Dans la première partie de ce chapitre, nous comparerons les séries réparties géographiquement sur les Alpes, la Scandinavie, l'Amérique du Nord, la région arctique et la région asiatique. Avec quinze à vingt ans de mesures supplémentaires suivant les régions étudiées, ces analyses poursuivent les études antérieures de comparaison des bilans développées dans Reynaud (1980), et complétées ensuite dans des études plus exhaustives comme celles de Letréguilly (1984), Reynaud et al. (1984) ou encore Letréguilly et al. (1990). Notre étude devrait permettre de confirmer la validité des modèles de distribution sur de plus longues séries, ou de déterminer si de nouvelles structures apparaissent dans les schémas de variations des bilans.

¹ valeur essentielle pour évaluer la contribution de ces ensembles à une éventuelle élévation du niveau des mers

Dans la deuxième partie, nous examinerons les données de bilans sur la calotte du Groenland. Sur l'inlandsis, les espaces géographiques étudiés sont en général plus étendus que ceux des massifs glaciaires habituels, puisque les sites comparés sont souvent distants de plus de 500 km. De même, les longueurs des séries peuvent dépasser le siècle grâce aux grands carottages de la zone d'accumulation. Ces analyses spatio-temporelles sont actuellement les premières entreprises sur la globalité de la calotte du Groenland et cette étude détaillée des mesures de bilan devrait permettre de mieux évaluer le bilan global moyen et sa variabilité.

IV.2 – ETUDE DES BILANS DES GLACIERS DE L'HEMISPHERE NORD

IV.2.1 - INTRODUCTION

Cette première partie du chapitre IV traite des différents massifs montagneux de l'hémisphère nord à l'exception de la calotte du Groenland. Les analyses de bilans sont effectuées séparément sur chacune des régions, parce qu'il n'est pas justifié sur cet échantillonnage varié de transposer les résultats d'une région à une autre. Pour chacun des massifs, nous avons tout d'abord tenté de dégager les distributions des variations du bilan dans le temps (les fluctuations temporelles), puis de comprendre ces variations temporelles en détaillant les structures spatiales des fluctuations du bilan à l'intérieur de chacun des massifs. Les analyses temporelles nécessitent parfois la comparaison des distributions sur plusieurs périodes, tandis que les analyses spatiales requièrent un échantillonnage varié de glaciers. C'est pourquoi, en fonction des données disponibles (cf. Chapitre II), les différentes régions ne pourront être traitées de façon similaire, et certaines seront nettement plus détaillées que d'autres.

IV.2.2 - GLACIERS DES ALPES – FLUCTUATIONS TEMPORELLES DU BILAN

Les quinze longues séries retenues dans le Chapitre II couvrent la chaîne des Alpes de la France à l'Autriche (en passant par la Suisse et l'Italie), sur des distances maximales de l'ordre de 500 km.

IV.2.2.1 tendance générale des bilans sur la période globale

La comparaison des séries temporelles peut être envisagée de différentes façons. Une première approche permettant de visualiser les fluctuations climatiques à l'échelle du massif et évaluer ainsi la tendance générale des différents sites, consiste à cumuler les bilans pour l'ensemble des glaciers sur leur période de mesure, ce qui donne l'image de l'évolution de leur stock d'eau au cours du temps (figure IV.1).

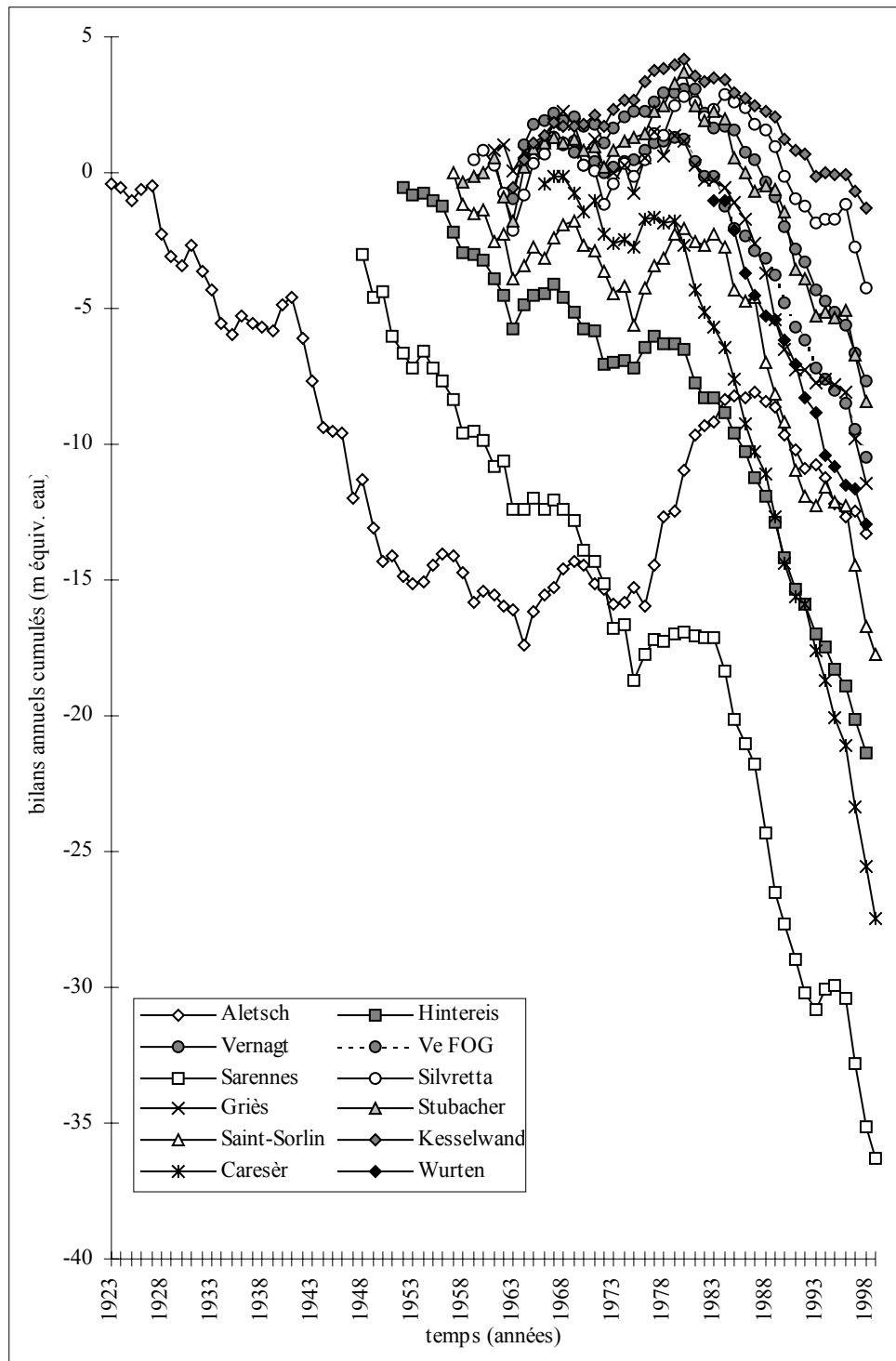


Figure IV.1 : bilans annuels cumulés des glaciers des Alpes (mètres d'eau équivalent) sur leur période de mesure. Onze des quinze glaciers retenus sont présentés ici : les reconstitutions (glacier du Rhône) ne sont pas incluses dans cette figure car elles sont traitées dans le Chapitre V, ni les glaciers pour lesquels on ne dispose que des bilans centrés (Mer de Glace, Argentière), ni celles du névé d'accumulation Clariden, dont les données annuelles positives sortiraient du cadre. Ce glacier sera traité ultérieurement dans ce chapitre. La série du Vernagt est doublée par les données du WGMS (Ve FOG dans la légende de la figure)

Ces bilans cumulés décrivent l'évolution globale de l'ensemble des glaciers des Alpes, notamment la fonte générale observée depuis le début du siècle. Malgré quelques périodes où le bilan de masse augmente légèrement comme par exemple au milieu des années 1960 ou 1970, on observe depuis 1980 une forte diminution du volume de la majorité des glaciers. Cette tendance est plus particulièrement prononcée au début des années 1940, 1970 et surtout 1980. Ces diminutions de volume s'accompagnent d'une phase de recul global qui semblent marquer la fin de la période "faste" du *Petit Age de Glace* qui s'est étendu sur trois siècles, des années 1550 vers 1850 (par exemple, Pfister, 1999).

Cependant, tous les glaciers n'ont pas perdu les mêmes quantités de glace. Sarennes a perdu en épaisseur plus que les autres glaciers, avec plus de 30 mètres d'eau en 49 ans (soit environ 60 cm d'eau de fonte par an), alors que le glacier d'Aletsch n'a perdu que 13 mètres d'eau en 76 ans (soit une perte moyenne de 18 cm eqe/an), tout comme Silvretta ou Kesselwand (avec 4.25 m et 1.30 m d'eau perdus respectivement en 31 et 26 ans). Les deux séries du Vernagt (données Escher-Vetter et WGMS) montrent un décalage d'environ 1.5 m d'eau qui semble constant dans le temps depuis le milieu des années 1960. Nous reviendrons par la suite sur ces deux séries.

L'étude des courbes de bilans cumulés montre des structures apparemment très différentes, mais aussi des variations relatives parfois assez proches. Ce sont ces structures temporelles qui vont être analysées dans les paragraphes suivants. La recherche de ces structures doit être réalisée sur différentes périodes si l'on veut, d'une part analyser un maximum de glaciers et d'autre part, rendre compte de leur évolution sur de plus longues périodes de temps. Nous nous attacherons tout d'abord rapidement à la plus longue période possible basée sur des mesures : 1949-1997. Le nombre limité de glaciers pour cette période (3 seulement) réduit la portée de ces analyses, et c'est pourquoi nous examinons alors en détail une période plus courte 1967-1998, mais avec un nombre de glaciers plus élevé (10 glaciers²).

IV.2.2.2 fluctuations temporelles sur 1949-1997

Afin d'analyser l'évolution à long terme des bilans des Alpes, nous présentons tout d'abord la période 1949-1997 pour les 3 glaciers de Sarennes, d'Aletsch et de Clariden.

Pour tester les similitudes (ou les différences) des fluctuations inter-annuelles entre les trois glaciers, on pourrait représenter directement l'évolution du bilan annuel des glaciers retenus en fonction du temps (et non plus le bilan cumulé qui témoignait du stock d'eau et masquait la comparaison des fluctuations annuelles, figure IV.1). Cependant, comme les moyennes des

² la période plus longue 1962-1998 ne permettait pas d'inclure le glacier Caresèr. Ce glacier, le plus méridional, nous paraissait intéressant à joindre à cette étude

bilans sont assez variées d'un site à l'autre (par exemple, la moyenne des bilans sur Clariden est positive sur 1949-1997, alors qu'elle est négative sur Sarennes et pratiquement nulle sur Aletsch), il est plus intéressant de comparer les valeurs du bilan centré annuel (comme dans toute analyse statistique de variations). Ces déviations par rapport à la moyenne permettent ainsi de s'affranchir des différentes évolutions propres à chaque glacier. Pour mettre en évidence les tendances très générales des fluctuations des bilans et sans traitement qui pourrait atténuer la forte variabilité inter-annuelle, il est ensuite intéressant de cumuler ces bilans centrés (figure IV.2).

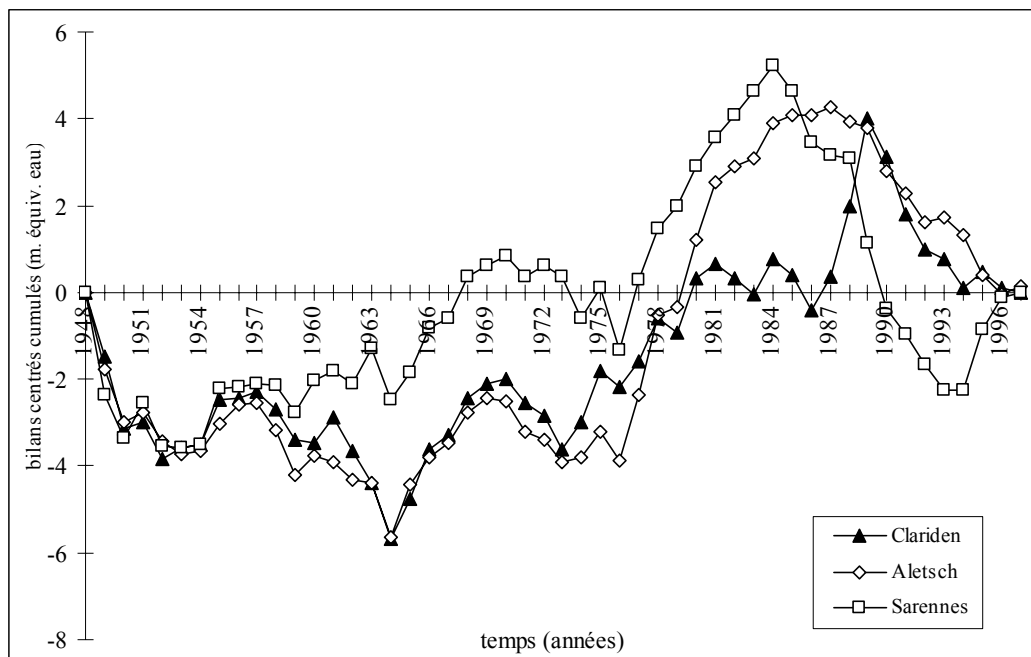


Figure IV.2 : bilans annuels centrés cumulés sur la période 1949-1997 de 3 glaciers des Alpes (en mètres d'eau équivalent)

Si les bilans fluctuent de façon aléatoire au cours du temps (cette variable suit une loi de Gauss (vérifiée sur Sarennes)), un mouvement d'ensemble commun est cependant assez net pour les trois glaciers. Cette homogénéité globale des fluctuations sur une assez longue période (49 ans) s'obtient pourtant à partir de séries de mesures effectuées sur des glaciers de caractéristiques très différentes : Sarennes n'est plus qu'un résidu de glacier (< 0.5 km²) situé maintenant entièrement en zone d'ablation, Clariden est un névé en zone d'accumulation et Aletsch un grand glacier (bassin versant de 80 km²) dont le bilan est mesuré par la méthode hydrologique. Enfin, la distance entre Sarennes et Clariden, les plus éloignés, est de 300 km. On note cependant que des différences assez fortes apparaissent sur les deux dernières décennies et les séries divergent nettement à partir des années 1980. C'est pourquoi, sur la figure suivante IV.3, nous avons sélectionné une période de centrage différente (1949-1980) afin de mettre en évidence ces dérives récentes.

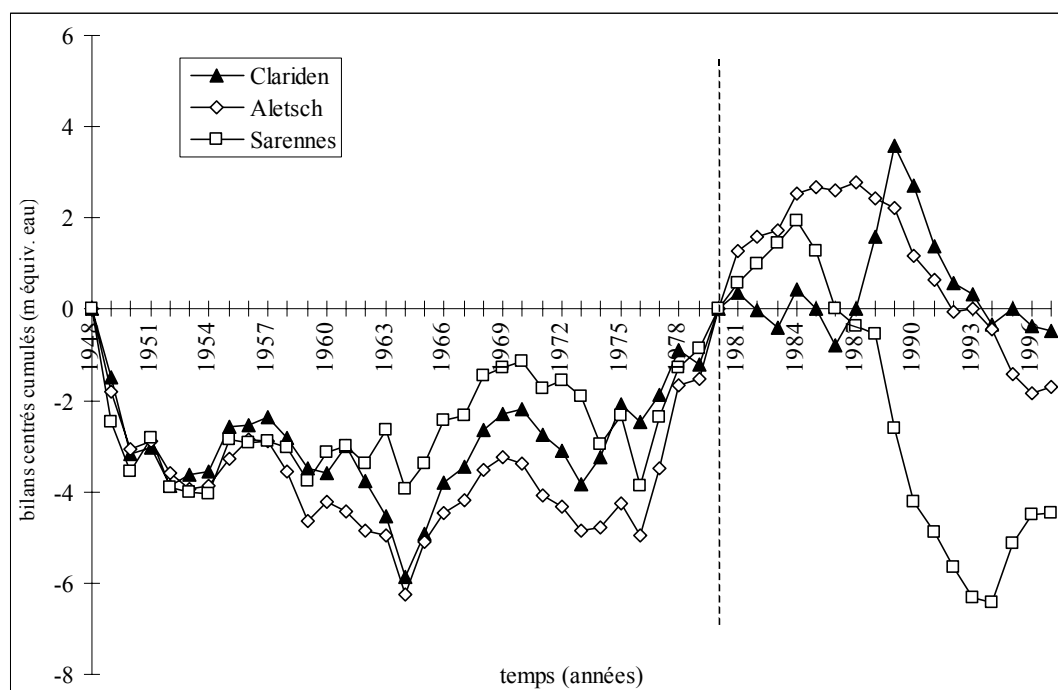


Figure IV.3 : déviations par rapport à la moyenne cumulées. Les moyennes sont calculées sur la période de centrage 1949-1980 (m. équiv. eau)

Cette figure met en relief les tendances globales très semblables de ces trois glaciers sur 1949-1980, puis la dérive des séries depuis le milieu des années 1980. Cette première approche sur trois glaciers est maintenant développée sur une période plus courte (mais avec un nombre plus important de glaciers) afin de mettre en évidence les variations communes ou différentes dans le temps des différents sites entre eux.

IV.2.2.3 fluctuations temporelles sur 1967-1998

Dix glaciers ont été retenus de la sélection initiale du Chapitre II. Les glaciers du Rhône, de la Mer de Glace, d'Argentière, de Clariden, et de Wurten ne sont pas pris en compte, soit parce que les périodes de mesure sont plus courtes que 1967-1998, soit parce qu'il s'agit de reconstitutions. Cette période qui couvre 32 années de mesure pour dix glaciers constitue donc l'échantillonnage qui semble le mieux adapté à l'étude des variations temporelles du bilan sur le massif alpin.

Les données de bilans centrés annuels sont tout d'abord comparées sur 1967-1998, afin de tester les similitudes (ou les différences) des fluctuations inter-annuelles entre les dix glaciers. De cette façon, ces déviations permettent de s'affranchir des différentes moyennes propres à chacun des glaciers et de mettre en évidence l'effet du climat à l'échelle du massif montagneux (figure IV.4).

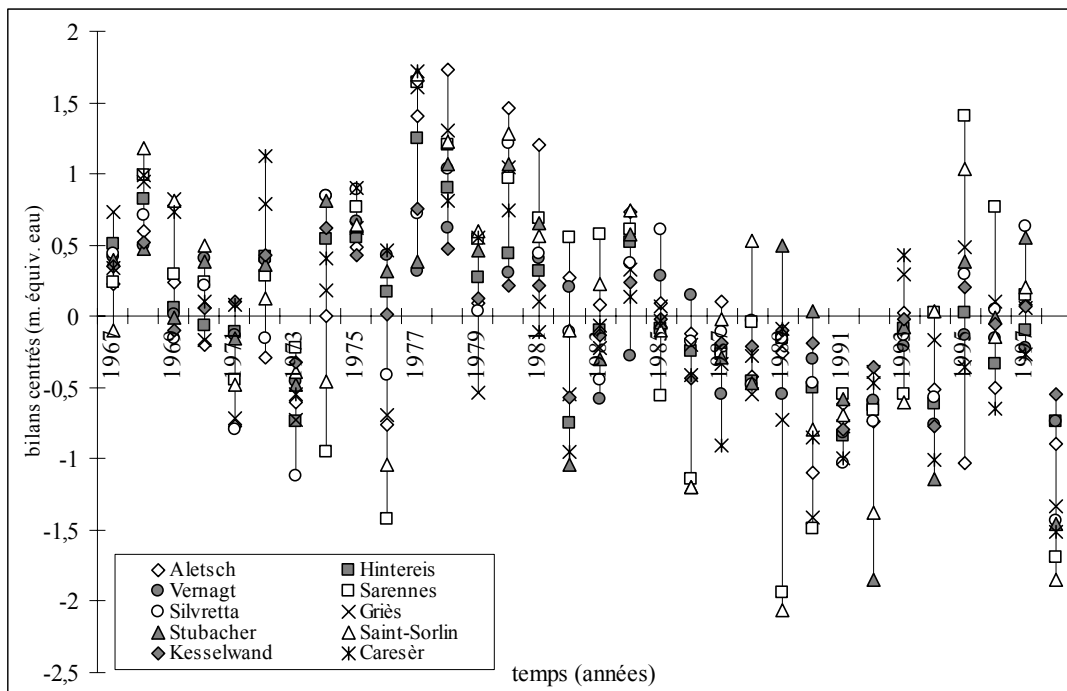


Figure IV. 4 : bilans centrés (déviations par rapport à la moyenne) de 10 glaciers des Alpes, sur la période 1967-1998 (mètres d'eau équivalent). Seule la série du Vernagt de Escher-Vetter est conservée sur ce graphique³

Les structures des similitudes inter-annuelles aux différents glaciers apparaissent ici plus clairement que sur la figure des bilans cumulés : une fois ôtée la tendance (la moyenne) de chacun des glaciers, ne subsiste alors du signal principal des bilans que l'évolution temporelle qui présente des caractères communs pour l'ensemble des glaciers. Ce signal se dessine assez bien sur les Alpes parce que l'écart-type des fluctuations est relativement élevé, ce qui se traduit par de fortes variations inter-annuelles qui émergent de la variabilité locale répartissant ainsi le signal de part et d'autre de l'axe.

Cependant, pour certaines années, la dispersion autour de la valeur moyenne du bilan centré est importante, comme en 1976, 1989 ou 1995. En 1976 la sécheresse du sud des Alpes n'a pas affecté le nord du massif et les glaciers autrichiens ont alors un bilan positif alors qu'il est extrêmement négatif sur Sarennes ou Saint-Sorlin⁴. Les mêmes singularités sont observées pour 1989 et 1995, mais cette fois avec des bilans plus positifs pour le sud-ouest des Alpes.

Globalement, les glaciers de Sarennes et de Saint-Sorlin se caractérisent souvent par des bilans centrés nettement plus extrêmes que leurs voisins. Cet individualisme semble bien dû à une caractéristique du climat local plus marquée que sur le reste des Alpes.

³ nous avons conservé cette série plutôt que celle du WGMS car dans le Chapitre III, nous avons utilisé les données de bilans hivernaux et estivaux communiquées par H. Escher-Vetter, parce qu'elles n'étaient pas disponibles dans les volumes publiés par le WGMS. Il s'agit donc d'une question d'homogénéité des données

⁴ pour cette année très défavorable, nous avons vu au Chapitre III que l'accumulation hivernale était très faible et l'ablation estivale relativement élevée sur Sarennes

Si les fluctuations inter-annuelles sont ainsi mises en évidence sur la figure des bilans centrés, les tendances globales des variations des séries apparaissent plus clairement sur le graphe du cumul des bilans centrés (figure IV.5).

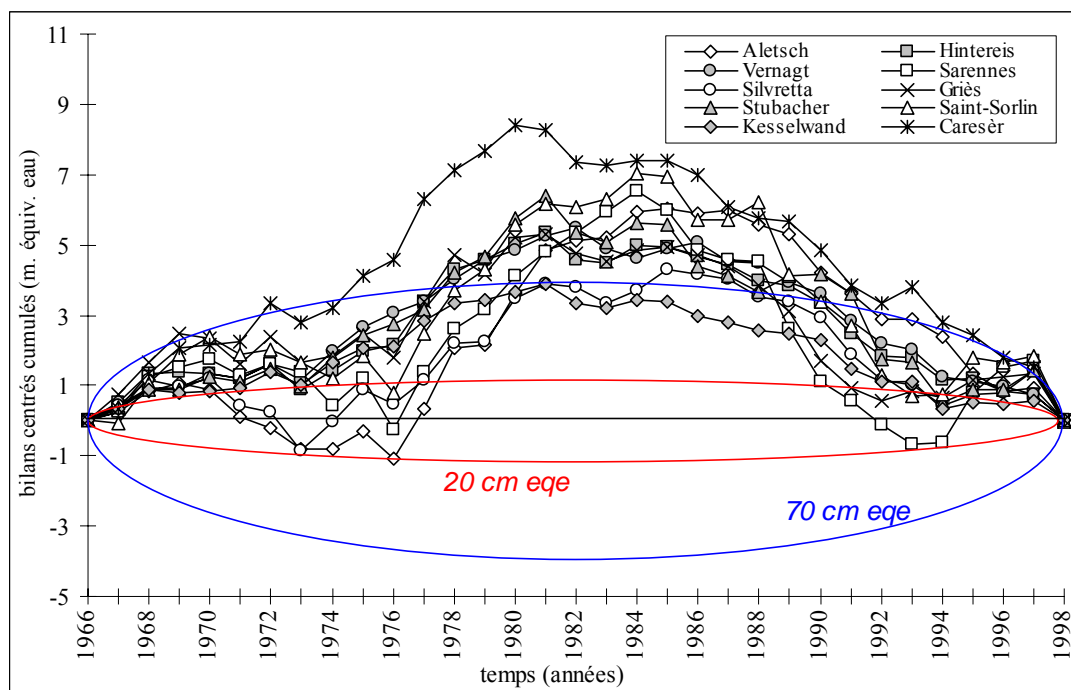


Figure IV.5 : bilans annuels centrés cumulés (mètres d'eau équivalent) pour 10 glaciers des Alpes sur la période commune 1967-1998. On a également représenté les ellipsoïdes de signification avec les erreurs sur les bilans (ellipsoïdes à 20 cm eqe), et l'enveloppe globale du signal basée sur un écart-type des bilans moyens de 70 cm d'eau

Globalement, les variations des bilans sont assez similaires d'un bout à l'autre de la chaîne des Alpes, c'est à dire relativement linéaires d'une année sur l'autre à l'échelle du massif. Les tendances observées sur la période sont successivement une évolution positive des bilans centrés pour l'ensemble du massif à partir du milieu des années 1970 jusqu'au milieu des années 1980, puis une chute très marquée depuis cette époque. Caresèr se différencie avec des bilans plus positifs que ses voisins dans la phase d'expansion 1975-1985.

Forcer le signal à passer par les deux valeurs de zéro conditionne la tendance globale. Pour tester la signification des fluctuations observées, on évalue si le signal sort ou non d'une part de l'enveloppe (elliptique) d'un signal aléatoire d'écart-type moyen 70 cm d'eau (cette valeur correspond à la valeur moyenne des écart-types de l'échantillon ; en principe, les ellipses de chaque glacier devraient être définies et représentées) et d'autre part des ellipses d'erreur de mesure (considéré en moyenne de l'ordre de 20 cm d'eau). D'après Bois (1976), le demi petit axe de l'ellipse b est donné par :

$$b = t * \sigma * \frac{n}{2\sqrt{n-1}}$$

où t est le *coefficient de Student* associé au seuil de signification choisi (ici 5%), n est le nombre de mesure (ici $n = 32$), et σ représente l'écart-type (des bilans dans un cas, et des erreurs sur les bilans dans l'autre). Les variations de ce graphe sortent pour la plupart de l'ellipsoïde des erreurs et sont donc significatives au seuil de 5%. Elle ne peuvent être considérées comme du bruit. Elles sortent également de l'ellipse du signal aléatoire.

De cette représentation graphique des bilans centrés cumulés, un signal global assez cohérent se dégage sur la période totale. En revanche, nous observons des périodes moins structurées que d'autres. Globalement trois ensembles se distinguent : les deux périodes 1967-1976 et 1986-1998 semblent assez dispersées, tandis que la période 1976-1987 paraît mieux structurée. Ces distributions sont alors "*zoomées*" sur ces trois ensembles.

IV.2.2.4 fluctuations temporelles détaillées de la période 1967-1998

Nous détaillons la période globale en réalisant un "découpage" sur les trois périodes 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998, représentant les trois stades d'évolution de la figure IV.5⁵. Les bilans centrés (figure IV.6) sont mieux adaptés que les bilans centrés cumulés car sur une courte période, passer par les deux valeurs de zéros conditionne énormément le signal.

⁵ ce découpage n'est pas totalement arbitraire, puisqu'il correspond à des stades assez prononcés sur la figure des bilans centrés cumulés. Cependant, même si les modifications dans les structures des bilans sont assez prononcées, elles ne sont cependant pas aussi marquées que l'échelle de l'année

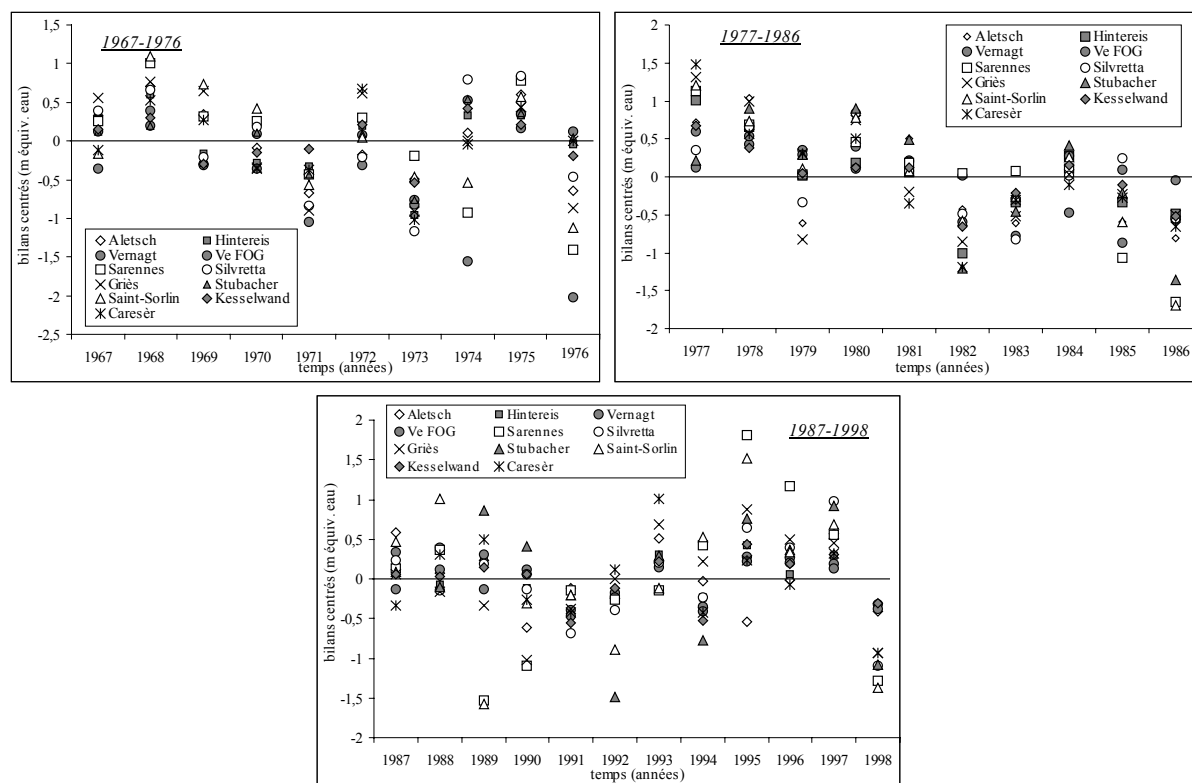


Figure IV.6 : bilans annuels centrés de 10 glaciers des Alpes (mètres d'eau équivalent). cas a) sur la période 1967-1976 ; cas b) sur la période 1977-1986 ; cas c) sur la période 1987-1998.

Les fluctuations semblent plus homogènes sur les deux premières périodes que sur la dernière, puisque les variations autour de la moyenne sont plus dispersées dans ce dernier cas. Nous avons par ailleurs tracé les bilans centrés cumulés (pas montré ici), et sur cette dernière période, on se trouve pratiquement dans le cas le plus défavorable par rapport aux ellipses : aucune structure cohérente n'est visible dans les variations du bilan. Cette dispersion semble en particulier liée aux glaciers français Sarennes et Saint Sorlin, et dans une moindre mesure aux glaciers de Stubacher ou encore Caresèr.

Afin de mieux comprendre ces structures temporelles et pourquoi de telles similitudes ou de telles dispersions existent entre les différents glaciers, il est utile de décrire les distributions spatiales du bilan au sein du massif.

IV.2.3 GLACIERS DES ALPES – FLUCTUATIONS SPATIALES DU BILAN

Dans ce paragraphe, nous présentons les variations des bilans d'un glacier à l'autre, afin de mieux comprendre les cohérences ou les dérives des bilans suivant les périodes. Nous avons tout d'abord analysé les corrélations entre les différents glaciers puis détaillé les bilans (moyennes, écart-types) de chacun des glaciers, sur la période globale et sur les sous-ensembles.

IV.2.3.1 corrélations entre les différents sites

a) corrélations sur la période globale

Le graphe des bilans cumulés (figure IV.1) montrait des tendances communes dans les variations annuelles des bilans, malgré des moyennes très différentes d'un site à l'autre. Pour chiffrer ces similitudes et ces différences, nous avons représenté sur la figure IV.7, les coefficients de corrélation entre les différents sites en fonction de la distance les séparant (dans un premier temps, seule la période 1967-1998 est illustrée).

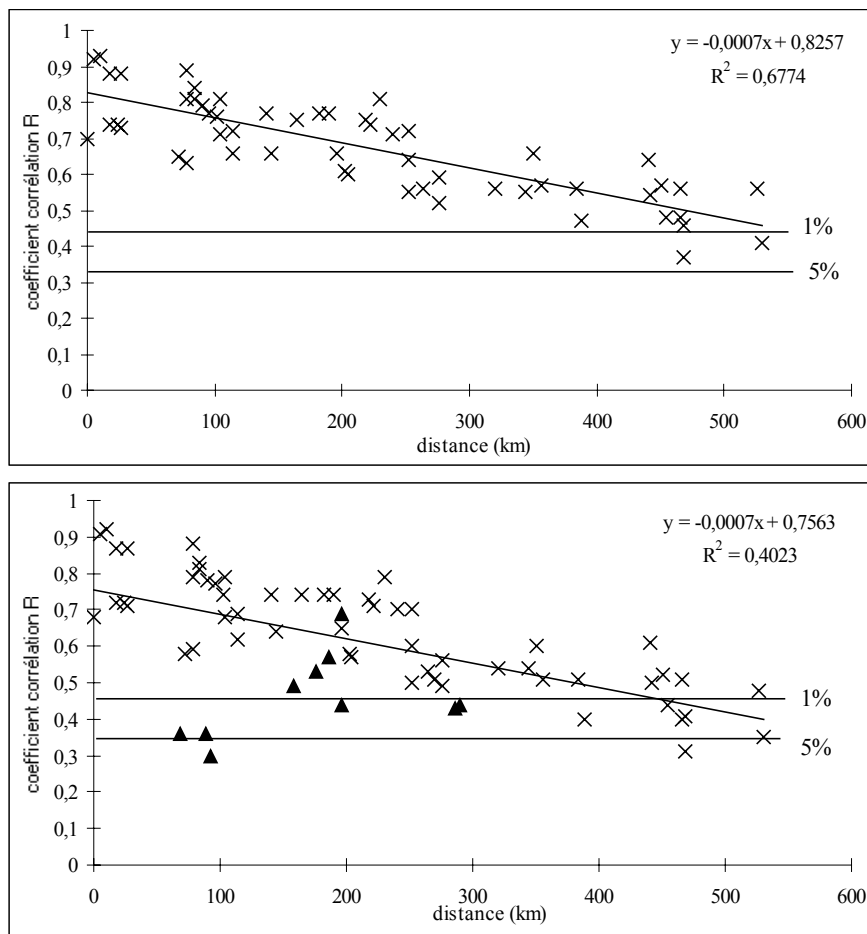


Figure IV.7 : coefficients de corrélation des bilans de masse annuels en fonction de la distance entre les différents glaciers. Le premier cas ne tient pas compte des données de Clariden (corrélations sur 1967-1998). Le deuxième inclut le névé Clariden sur la période 1967-1997 (symboles triangles). Les traits horizontaux symbolisent le seuil de signification des corrélations (1 ou 5%).

On observe une décroissance de la corrélation en fonction de la distance séparant les sites, qui semble être globalement linéaire. Pour le cas a (échantillonnage des 10 glaciers habituels), les corrélations sont assez fortes entre les séries. Statistiquement, les bilans ne seraient plus

corrélés au seuil de 5% (test *t-Student*) pour une valeur de R inférieure à 0.35⁶. Dans ce cas, toutes les valeurs des corrélations sont donc significatives. Cependant, comme ces corrélations dépassent peu la valeur critique, nous estimons les distances de cohérence maximales de l'ordre de 450 à 500 km. Ces résultats sont en accord avec Cogley et al. (1998) qui donnent une corrélation de 0.8 à 0.9 pour des glaciers distants de quelques kilomètres et des distances maximales d'environ 600 km, permettant une interpolation spatiale raisonnable des estimations du bilan dans des régions non surveillées à l'intérieur de ces massifs.

Le cas b inclut le névé Clariden sur 1967-1997 (il n'y a pas de mesures sur ce névé en 1998). Les corrélations avec les autres sites sont faibles, puisque elles ne dépassent pas 0.50 (excepté avec le Vernagtferner situé à moins de 200 km de Clariden). Avec des glaciers proches comme Silvretta ou Gries, la corrélation n'est que de l'ordre de 0.3. Clariden est un névé, situé entièrement en zone d'accumulation. Les bilans y sont donc des mesures d'accumulation. Pour les autres glaciers, dont les mesures sont réalisées sur tout le bassin et donc en grande partie en zone d'ablation, les moyennes annuelles du bilan sur l'ensemble du glacier dépendent fortement des mesures réalisées en zone d'ablation. En comparant ces sites, on ne compare donc pas les mêmes influences. La variabilité de l'accumulation étant en général plus importante que celle de l'ablation (voir Chapitre III), les corrélations sont par conséquent plus faibles.

b) corrélations sur différentes périodes

Nous avons ensuite détaillé la période globale pour représenter les corrélations en fonction de la distance entre les sites sur les trois ensembles : 1967-76, 1977-86 et 1987-98 (figure IV.8).

⁶ au seuil de statistique de 1%, la corrélation critique serait de 0.45

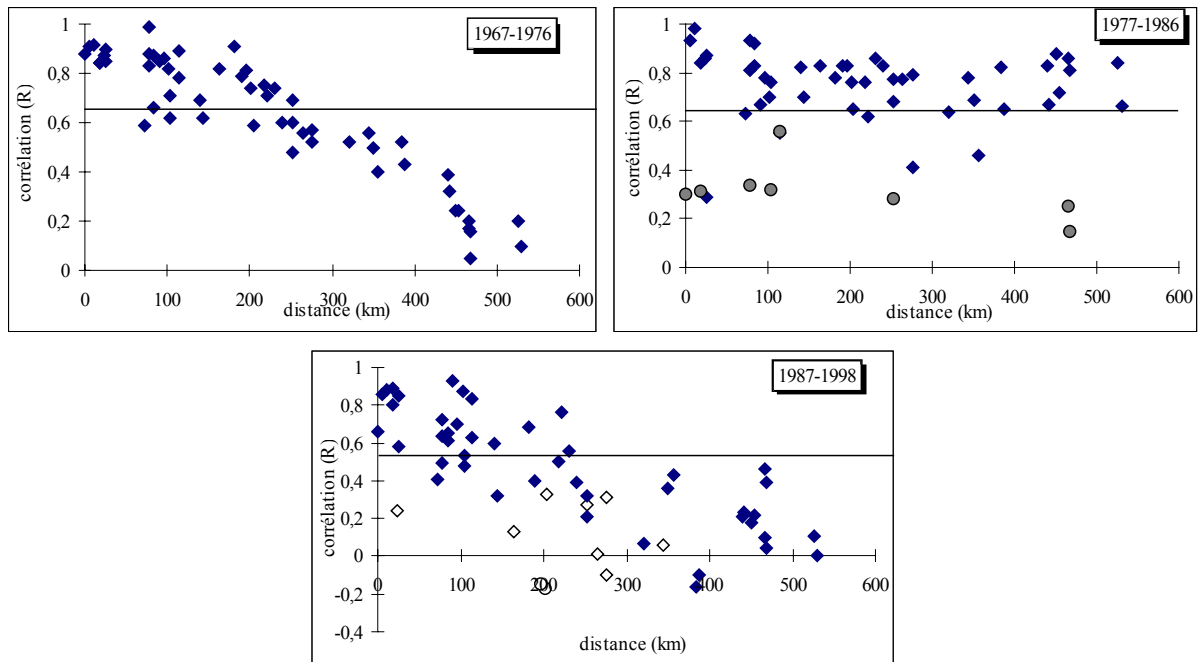


Figure IV.8 : coefficients de corrélation des bilans annuels en fonction de la distance (km) des 10 glaciers sur les trois périodes d'étude 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998. Sur la deuxième période les corrélations du Vernagt avec les autres glaciers sont représentées par un sigle particulier, de même pour Aletsch sur la troisième période

Ces trois figures révèlent ce qui était masqué dans la figure des corrélations sur la période globale : des structures de corrélations qui ne sont pas toujours décroissantes et linéaires. Sur la première période, on observe une décroissance rapide et linéaire de la corrélation. Etant donné le nombre moins important de données utilisées, le seuil à partir duquel le coefficient de corrélation devient significatif est plus élevé⁷. Ainsi, au delà de 250 km, les corrélations ne sont plus significatives. On retrouve cependant la même décroissance avec la distance que pour la période complète, bien que plus accentuée.

Sur la deuxième période, 1977-1986, les corrélations diminuent peu avec la distance. Les mauvais scores (en dessous du seuil significatif) sont essentiellement dus à la série du Vernagt (données Escher-Vetter) qui sur cette période diffère totalement de celle publiée par le WGMS. On note cependant que c'était une période où tous les bilans étaient assez largement positifs tout le long de l'arc Alpin. Sur la troisième période, on n'observe plus cette décroissance linéaire de la corrélation et le seuil de signification est très vite dépassé (parfois même pour des distances inférieures à 100 km). Les glaciers sont donc plutôt mal corrélés entre eux et en particulier la série des bilans du glacier d'Aletsch. Les données de ce glacier pour la période récente sont par ailleurs assez surprenantes, parce la moyenne est à peu près nulles depuis 30 ans, or les observations de terrain montrent que le front d'Aletsch recule de 50 à 100 mètres par an. Il existe probablement un artefact sur les données, que nous pourrions

⁷ $R_c = 0.66$ pour 10 ans, et $R_c = 0.57$ pour 12 ans

attribuer à une surestimation des composantes d'entrée du bilan hydrologique (précipitations) par rapport à celles de sortie (évaporation).

IV.2.3.2 caractéristiques de moyennes et d'écart-types

Nous cherchons maintenant à quantifier les différences entre les glaciers sur la période totale 1967-1998 d'une part, puis sur les sous-périodes où les bilans montrent des caractéristiques variées.

a) moyennes - écart-types sur 1967-1998

Les moyennes et les écart-types des bilans annuels des dix sites sur 1967-1998 sont présentés dans le tableau IV.1.

	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>
Sarennes	-0.65	0.92
Saint-Sorlin	-0.37	0.91
Aletsch	0.07	0.73
Griès	-0.33	0.73
Sivretta	-0.1	0.66
Caresèr	-0.73	0.74
Kesselwand	-0.06	0.39
Hintereis	-0.49	0.53
Vernagt	-0.26	0.47
Stubacher	-0.24	0.73

Tableau IV.1 : moyennes et écart-types des bilans de masse annuels de 10 glaciers des Alpes sur la période 1967-1998 (mètres d'eau équivalent)

Ce tableau traduit en réalité les différences observées sur la figure des bilans cumulés (IV.1), sur laquelle les glaciers se répartissaient assez largement sur l'échelle des ordonnées (celle des bilans annuels). Sur la période 1967-1998, ce tableau montre que tous les comportements sont possibles, gains ou pertes. Les moyennes des bilans sur cette période sont très variables d'un glacier à l'autre, de +0.07 m eqe/an pour Aletsch à -0.73 m eqe/an pour Caresèr. Les glaciers voisins Hintereis et Kesselwand sont situés dans l'une des zones les plus sèches des Alpes de l'est (donc des bilans plutôt faibles), mais connaissent cependant des bilans très différents allant de -49 cm d'eau à +0.6 cm d'eau.

Ces différences ne semblent pas s'expliquer uniquement en fonction de la position géographique le long d'un profil ouest-est de la chaîne (puisque des glaciers comme Caresèr ont des moyennes plus élevées que d'autres glaciers plus à l'ouest), mais plutôt par une

caractéristique liée à la morphologie du bassin versant du glacier. Ainsi, le tableau IV.2 compare deux à deux des glaciers proches en distance et leur orientation respective.

<i>glaciers</i>	<i>bilans</i>	<i>distance</i>	<i>orientation</i>
Sarennes	-0.65	5 km	sud
Saint Sorlin	-0.37		nord
Hintereisferner	-0.49	10 km	nord est
Kesselwandferner	-0.06		est
Griès	-0.33	24 km	nord ouest
Aletsch	0.07		sud

Tableau IV.2 : bilans moyens (m eqe) et orientations (des zones d'ablation) de glaciers proches, sur la période 1967-1998

L'orientation semble être donc un facteur important puisque les valeurs moyennes des bilans sont très variées même pour des glaciers voisins. On remarque en effet que les glaciers de Sarennes et de Caresèr exposés plein sud ont les bilans les plus défavorables. A l'inverse, les glaciers Stubacher et Kesselwand, orientés à l'est, perdent relativement peu de volume.

En revanche, pour d'autres glaciers l'orientation ne semble pas pouvoir expliquer toutes les particularités des bilans, comme les valeurs positives déjà évoquées d'Aletsch dont la zone d'ablation est située plein sud ou celles plutôt négatives de Saint-Sorlin ou Griès dont la zone d'ablation est orientée au nord. D'autres facteurs interviennent également comme l'influence des masses d'air méditerranéennes, la topographie du site (la situation des montagnes par rapport aux arrivées des masses d'air), les distributions des surfaces en fonction de l'altitude ou les temps de réponse dynamique des glaciers (Khun et al., 1985).

Si les moyennes sont assez variables d'un site à l'autre sans ordre particulier, l'écart-type des mesures montre en revanche une légère décroissance régulière quand on s'éloigne de la partie occidentale des Alpes (figure IV.9).

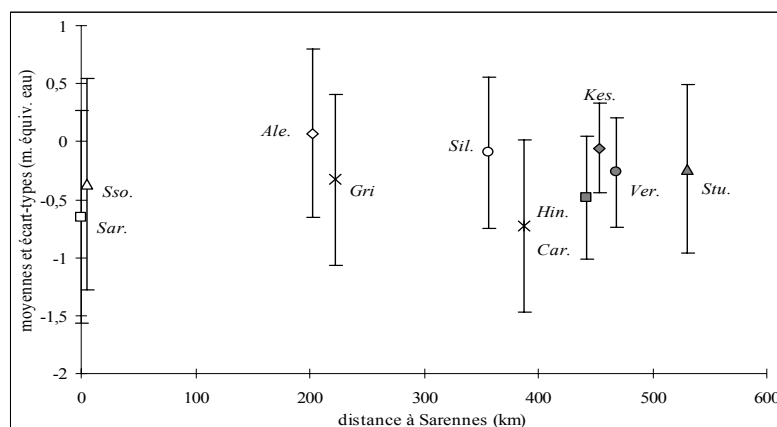


Figure IV.9 : bilans de masse moyens et écart-types en fonction de la distance au glacier de Sarennes (mètres d'eau équivalent) sur la période 1967-1998

La moyenne des écart-types des mesures sur l'ensemble des glaciers est de 70 cm eqe et les valeurs varient depuis Sarennes ($\sigma = 90$ cm eqe) jusqu'au Kesselwand ($\sigma = 40$ cm eqe). Sur la période totale 1967-1998, le tableau IV.1 indique une décroissance depuis Sarennes et Saint-Sorlin plus exposés aux influences océaniques que les glaciers de l'est, plus continentaux. Le Caresèr, lui, est soumis aussi aux flux méditerranéens venus du sud. L'écart-type du glacier Stubacher est étrangement élevé pour ce glacier le plus oriental de la chaîne.

La décroissance de l'écart-type observée sur le massif des Alpes semble être un caractère nouveau sur cette période puisque dans l'étude de Letréguilly (1984), les valeurs d'écart-types étaient sensiblement constantes d'un bout à l'autre de l'arc alpin sur la période 1967-1978, ce qui permettait de définir ce massif comme en marge du climat continental.

b) moyennes et écart-types sur différentes périodes

Les moyennes et les écart-types sur les trois périodes sont reportés dans le tableau IV.3.

	1967 - 1976		1977 - 1986		1987 - 1998	
	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>
Sarennes	-0.67	0.75	-0.14	0.81	-1.05	0.98
Saint-Sorlin	-0.29	0.70	0.13	0.84	-0.85	0.94
Aletsch	-0.04	0.50	0.77	0.70	-0.42	0.42
Griès	-0.15	0.70	-0.03	0.77	-0.72	0.6
Silvretta	-0.05	0.69	0.27	0.54	-0.44	0.57
Caresèr	-0.27	0.51	-0.50	0.74	-1.31	0.52
Hintereis	-0.27	0.45	-0.24	0.58	-0.88	0.28
Kesselwand	0.16	0.30	0.03	0.40	-0.3	0.32
Vernagt	0.05	0.39	-0.07	0.37	-0.68	0.28
Stubacher	0.04	0.39	-0.07	0.80	-0.61	0.78
<i>moyenne</i>	-0.14		-0.01		-0.72	

Tableau IV.3 : moyennes et écart-types des mesures de bilans de masse de 10 glaciers des Alpes sur les trois périodes 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998 (mètres d'eau équivalent). La dernière ligne fait apparaître les moyennes de bilans pour l'ensemble des glaciers

Globalement, les valeurs de bilans moyens sur la troisième période diminuent par rapport à la période précédente 1977-1986. Toutes les différences ont été testées et sont significatives au seuil de 5%. En revanche, aucun des écart-types n'est significativement différent entre ces deux périodes (excepté Hintereis). Ils sont cependant tous plus faibles sur la dernière période, à l'exception de Sarennes et Saint-Sorlin. Les bilans plus contrastés de ces deux glaciers peuvent être reliés à l'augmentation de la part de l'accumulation dans le bilan récemment.

De la première à la seconde période, on observe différents comportements : certaines valeurs moyennes ont augmenté, d'autres diminuent. Toutefois, aucune de ces différences n'est

significative. Il en est de même pour les écart-types qui ne sont pas significativement différents, alors que tous augmentent (sauf pour Silvretta).

Ces différences de bilans moyens (qui témoignent de conditions d'alimentation variées d'un bord à l'autre de la chaîne) n'expliquent cependant pas les disparités observées sur certaines périodes, puisque l'intérêt des bilans centrés est justement d'ôter ce climat local. L'explication est à chercher dans les variations d'écart-types.

Sur la première période, la gamme d'écart-type est réduite, comme le mentionnaient les travaux de Letrégilly (1984) et relativement peu élevée (de 30 à 75 cm). Sur la deuxième période, les écart-types sont plus élevés mais il n'y a que très peu de différences d'un site à un autre (seulement 40 cm), tandis que sur le dernier ensemble, on relève de très grosses différences d'écart-types avec des valeurs faibles et fortes suivant les glaciers (de 28 à 98 cm d'eau, soit une différence de 70 cm d'eau). Or, si les variations inter-annuelles des bilans sont peu prononcées (c'est à dire un écart-type assez faible), le signal des bilans centrés (et du cumul des bilans centrés) est alors resserré autour de l'axe. Et si les écart-types d'un site à un autre sont très différents, le bilan centré pour une année est très dispersé autour de la valeur moyenne. Dans ce cas, le signal climatique est alors noyé dans le bruit de la variabilité géographique. Ce sont ces comportements que l'on observe sur la figure des bilans centrés sur les deux périodes 1967-1976 et 1987-1998, où la dispersion autour de la valeur moyenne de l'année est assez forte et les variations inter-annuelles peu marquées. Les variations des bilans d'un site à l'autre et d'une année sur l'autre ne sont donc plus linéaires.

IV.2.4 GLACIERS DES ALPES – TESTS DE VALIDITE

Dans cette dernière partie, nous souhaitons chiffrer les cohérences ou les dispersions temporelles observées dans la partie IV.2.2 ainsi que les différences spatiales relevées dans la partie IV.2.3. Les outils utilisés sont les résidus (exprimant la dispersion des bilans individuels pour une année donnée) et l'*analyse en composantes principales* (pour la représentation graphique de la cohérence).

IV.2.4.1 résidus des bilans centrés

La dispersion annuelle autour de la valeur moyenne du bilan centré est caractérisée par l'écart-type des résidus, qui exprime la différence entre une hypothèse de linéarité des variations et réalité des variations du bilan. Comme :

$$b_{i,t} = \alpha_i + \beta_t + \varepsilon_{i,t}$$

les résidus s'écrivent :

$$\varepsilon_{i,t} = b_{i,t} - (\alpha_i + \beta_t)$$

La figure IV.10 présente les écart-types des résidus de chaque glacier en fonction de la distance au glacier de Sarennes.

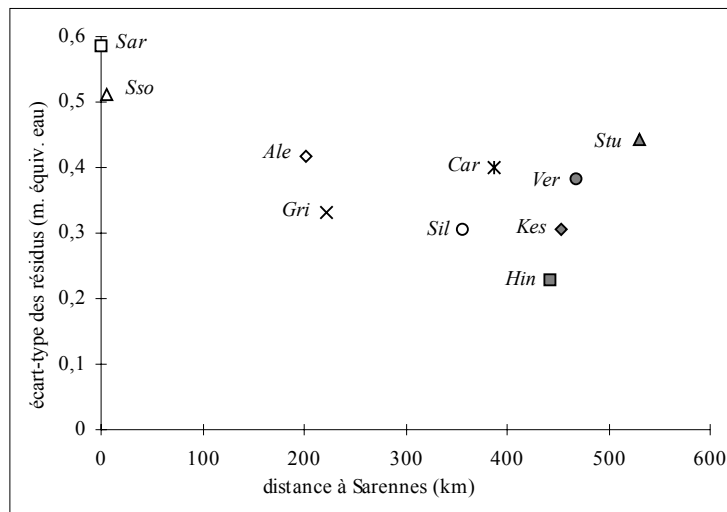


Figure IV.10 : écart-types des résidus des 10 glaciers des Alpes sur la période 1967-1998 en fonction de la distance à Sarennes (mètres d'eau équivalent)

Les écart-types sont beaucoup plus élevés pour les deux glaciers français, que pour les autres glaciers, ce qui souligne une fois de plus leur relative particularité dans le massif des Alpes. De plus, l'écart-type des résidus de l'ensemble des glaciers est supérieur à l'ordre de grandeur des erreurs de mesure, les variations observées dans le signal des bilans centrés sont donc significatives et ne représentent pas du bruit de fond lié aux erreurs de mesure.

IV.2.4.2 coefficient τ^2 , analyses en composantes principales

Sur la période globale 1967-1998, les variations temporelles du bilan semblent assez linéaires d'un site à l'autre. D'ailleurs, le coefficient τ^2 , qui chiffre l'adéquation entre l'hypothèse de linéarité et la réalité (cf. Chapitre I) s'élève à 70.5%. Plus des 2/3 de la variance des bilans des Alpes sont expliqués par une hypothèse de linéarité des variations.

Comme les similitudes ou les différences des séries de bilans sont plus ou moins apparentes sur les différents graphiques de bilans centrés, on évalue qualitativement ces ressemblances globales en utilisant une *analyse en composantes principales* sur 1967-1998.

L'analyse en composantes principales permet pour un groupe de p variables (ici, les glaciers) décrivant n individus (ici, les années) de rechercher une représentation des n individus dans un espace à k dimensions (les composantes principales), combinaison linéaire des p initiales. Dans ce nouveau repère (vecteurs propres), chaque série de n individus apparaît comme un

point et si les séries sont fortement corrélées, elles se regroupent sur le graphe (et inversement). Le pourcentage d'explication de la variance de chaque donnée répartie sur chaque composante (pour une représentation plan, on ne garde que les deux premières) chiffre la ressemblance des séries que l'on compare.

La figure IV.11 présente les deux premières composantes d'une analyse en composantes principales réalisée sur les 10 glaciers pour 32 années de mesure.

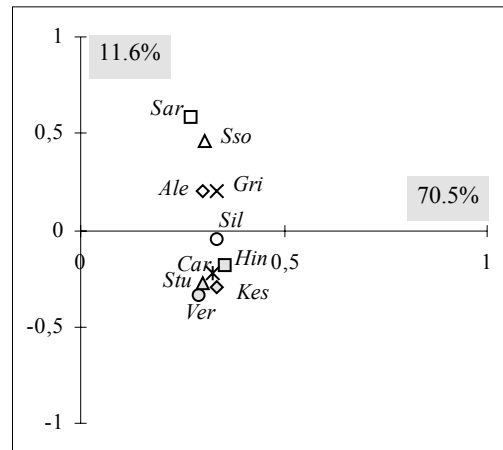


Figure IV. 11 : analyse en composantes principales (seules les deux premières composantes sont projetées sur le plan, sans option de rotation) pour 10 glaciers des Alpes sur la période 1967-1998

Sur la première composante, on constate que les 10 séries ont à peu près la même abscisse, que l'on interprète donc comme le reflet du degré de similarité entre les séries. Les 70.5% d'explication de la variance de cette composante peuvent être attribués à la variation commune temporelle des glaciers, c'est donc le score du modèle linéaire. Sur la deuxième composante, avec 11.6% d'explication de la variance, on retrouve à peu près la distribution géographique le long de l'arc alpin. C'est donc cette fois la composante spatiale qui est exprimée sur cet axe. La différence entre le modèle et la réalité (c'est à dire entre la moyenne β_t d'un modèle supposé linéaire et la réalité $(b_{i,t} - \alpha_i)$) est donc bien reflétée sur cette composante. Les autres composantes ne totalisent que 18% de la variance, sans que l'on puisse identifier une propriété physique dans leurs répartitions sur les axes. Ils résultent probablement du bruit conféré au signal par les incertitudes de mesure du bilan à la surface du glacier ainsi qu'à la diversité des méthodes utilisées, à la variété des morphologies glaciaires et des climats locaux. Les glaciers proches de l'origine des axes (comme Silvretta) se rapprochent le plus d'un glacier fictif qui aurait pour bilan, un bilan moyen de tous les autres glaciers.

Si l'on décompose la période globale en trois autres périodes, les ACP sont représentées sur la figure IV.12.

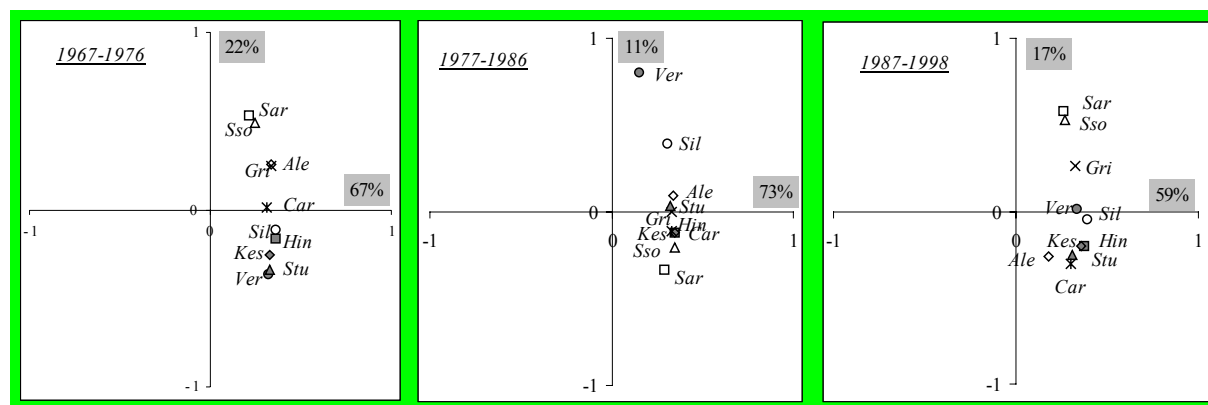


Figure IV.12 : analyse en composantes principales des 10 glaciers sur les trois périodes 1967-1976, 1977-1986 et 1987-1998

Le score de l'ACP est largement supérieur sur la deuxième période, et l'ensemble des glaciers se regroupent nettement, à l'exception du Vernagt, dont les données montraient de très faibles corrélations. L'ACP travaillant en variables centrées réduites par l'écart-type, on ne retrouve pas sur la deuxième série les particularités des glaciers français ou du Caresèr aussi prononcées que dans le tableau IV.3. Dans tous les cas, les glaciers français et autrichiens se distribuent de part et d'autre de l'axe, soulignant ainsi des conditions d'alimentation très différentes.

IV.2.5 – GLACIERS DES ALPES - CONCLUSION

Les glaciers des Alpes sont bien documentés et la longueur des séries permet une analyse détaillée des variations des bilans. Cette étude montre que malgré des moyennes de bilans assez différentes, des similarités des variations annuelles des bilans existent d'un bout à l'autre du massif (sur des distances de 500 km), et que ces similarités sont d'autant plus fortes que les glaciers sont proches.

Cependant, certaines périodes semblent plus structurées que d'autres, et il apparaît notamment que sur la dernière décennie, la dispersion des séries de bilans est assez forte, en particulier, à cause des glaciers français, du Caresèr et d'Aletsch qui se singularisent des autres sites. Les corrélations entre les glaciers sont alors faibles et les distances de cohérence entre les sites au sein de ce massif, réduites. Ces dispersions sont à attribuer à des changements notables des écart-types de chacune des séries sur les périodes d'étude.

Ces structures particulières pourraient être dues à l'augmentation récente de la part du bilan hivernal dans l'explication du bilan annuel de certains glaciers, qui modifient nettement les valeurs d'écart-type. Les données disponibles ne nous permettent pas d'affirmer si cette proportion a augmenté pour tous ou si elle n'a augmenté que sur certains sites (ce qui semble être plutôt le cas, vues les faibles valeurs d'écart-type récemment sur certains glaciers). Dans tous les cas, la variabilité spatiale de l'accumulation étant en général assez élevée, les

structures observées sont moins cohérentes. Ces résultats soulignent l'importance du suivi à long terme d'un nombre important de glaciers répartis stratégiquement sur le massif.

IV.2.6 LES GLACIERS SCANDINAVES – FLUCTUATIONS TEMPORELLES DU BILAN

Cette seconde partie est consacrée aux variations du bilan au sein de la région Scandinave, relativement haute en latitude et proche de l'océan Atlantique. Comme pour les Alpes, nous cherchons tout d'abord à mettre en évidence les distributions temporelles du bilan, puis à analyser les variations spatiales à l'intérieur du massif.

IV.2.6.1 tendance générale des différents glaciers

L'évolution des volumes des glaciers Scandinaves en tant que stocks d'eau est traduite par les variations cumulées du bilan de masse (figure IV.13).

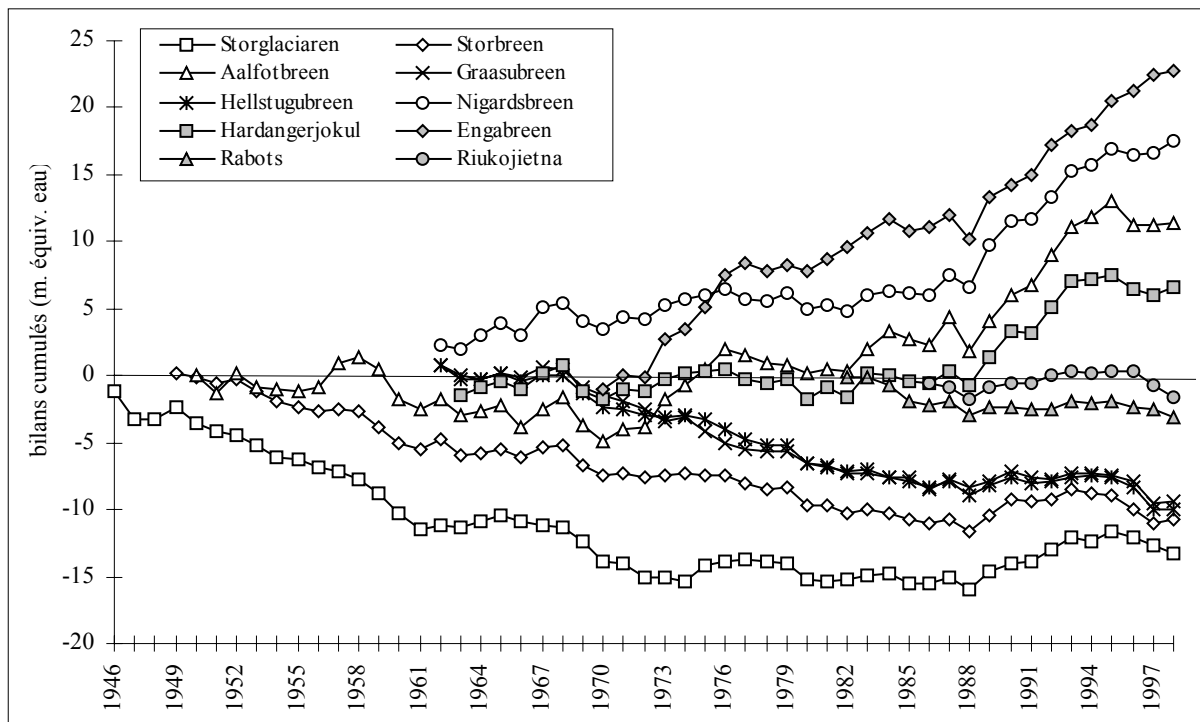


Figure IV.13 : bilans annuels cumulés de 10 glaciers scandinaves (Norvège et Suède), sur leur période de mesure (en mètres d'eau équivalent)

Ces bilans cumulés décrivent l'évolution globale des différents glaciers scandinaves. Trois régimes semblent se dégager : des bilans plutôt positifs comme c'est le cas du glacier Engabreen situé très au Nord ou des glaciers côtiers plus au sud comme Ålfotbreen ou Nigardsbreen ; puis des bilans assez équilibrés, comme par exemple le glacier Rabots ; enfin, des bilans assez défavorables comme les trois glaciers proches Gråsubreen, Hellstugubreen, et

Storbreen. Storglaciaren pourtant situé au nord du massif (et relativement proche de Engabreen) est plutôt négatif sur la même période. Ces différentes tendances forment un caractère particulier à ce massif qui n'était pas observé dans les Alpes, puisque la tendance principale était une diminution des bilans.

Ainsi, Engabreen a gagné 23 m d'eau sur la période 1970-1998, soit une augmentation importante de 0.78 cm eqe/an. Storglaciaren a perdu 13.5 mètres d'eau en 53 ans, mais on observe une remontée des bilans ces dernières années (+0.23 m eau/an sur 1988-1998) puisque la perte totale sur ce glacier avoisinait les 16 mètres d'eau en 1988. Sur les autres glaciers, depuis une dizaine d'années, la tendance observée est aussi une forte croissance. Les glaciers pour lesquels le bilan était dans l'ensemble assez négatif deviennent stables, les autres deviennent très positifs (pentes plus marquées), comme Nigardsbreen ou Ålfotbreen.

Certaines épisodes semblent communs à l'ensemble des glaciers comme par exemple en 1968 ou 1987. Nous cherchons maintenant à mettre en évidence ces similitudes ou ces différences des variations temporelles des bilans. Pour cela, nous avons choisi une période d'étude test : 1963-1998. Sept glaciers sont suivis sur cette période. Nous présentons également (mais plus brièvement) quelques résultats sur la période 1986-1998 qui permet d'inclure trois sites très au nord, qui n'ont jamais été étudiés jusqu'alors.

IV.2.6.2 étude sur 1963-1998

Les sept glaciers retenus sur cette période sont : Storglaciaren, Ålfotbreen, Nigardsbreen, Storbreen, Hardangerjokul, Hellstugubreen, et Gråsubreen. Pour tester les fluctuations temporelles inter-annuelles, nous représentons le bilan centré de chacun des sites en fonction du temps (figure IV.14). Cette représentation se justifie d'autant plus que la figure des bilans cumulés nous montrait des tendances très différentes d'un site à l'autre. L'intérêt d'ôter la moyenne de chacun des glaciers pour ne suivre que les variations est ici primordial.

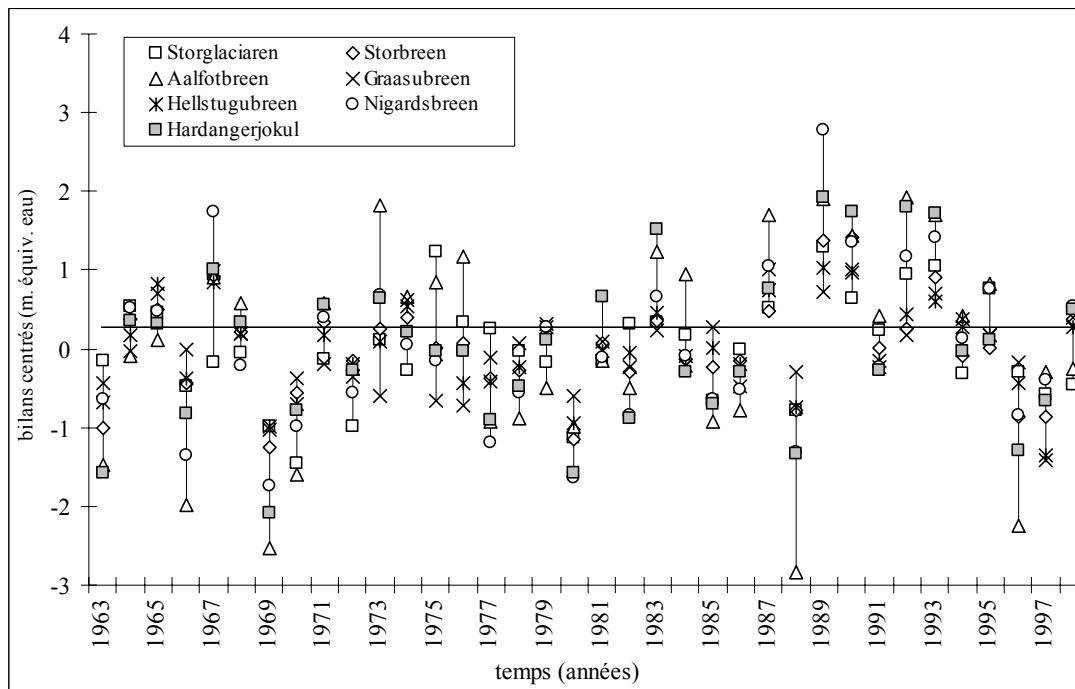


Figure IV.14 : bilans annuels centrés (mètres d'eau équivalent) en fonction du temps, pour 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1998

Des similitudes assez marquées apparaissent dans les variations des séries. Pour une année donnée, les bilans centrés s'éloignent dans l'ensemble assez peu de la valeur moyenne et les fluctuations inter-annuelles sont bien marquées. Pour certaines années cependant (comme 1973 ou 1988), les caractéristiques sont très différentes et la dispersion forte d'un site à l'autre.

Les glaciers les plus côtiers, comme Ålfotbreen ou Nigardsbreen sont souvent à l'extérieur du signal, ce que nous pouvons attribuer à une variabilité plus forte due à leur situation côtière.

On peut s'affranchir du fort signal inter-annuel par le cumul des bilans centrés et dégager ainsi les tendances les plus générales du signal (figure IV.15).

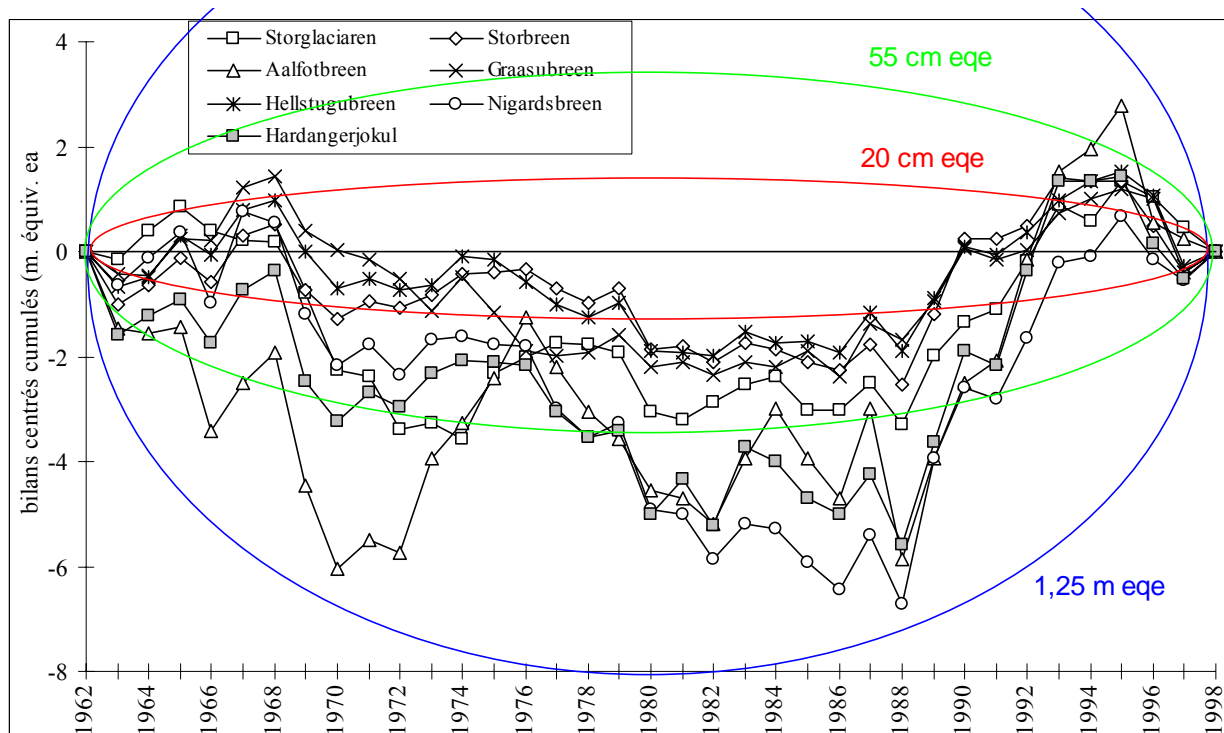


Figure IV.15 : bilans annuels centrés cumulés (mètres d'eau équivalent) pour 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1998

Cette figure met en évidence les similarités des variations temporelles des différents glaciers scandinaves, plus marquées sur la deuxième moitié de la période. On remarque une augmentation des bilans sur la dernière décennie après une phase assez négative dans les années 1970. Les deux glaciers proches Gråsubreen et Hellstugubreen ont des comportements très similaires, malgré des orientations de la zone d'ablation différentes, respectivement nord et est.

Pour certains glaciers comme Storbreen ou Gråsubreen, les courbes de bilans centrés ne semblent pas sortir des ellipses d'erreur. La variabilité de ces bilans n'est pas assez nette pour être tout à fait significative.

Sur la figure des bilans centrés, les glaciers côtiers se démarquaient par le fort écart-type les caractérisant (nous verrons par la suite que l'écart-type des autres sites est en effet plus réduit). Pour diminuer cette dispersion du signal, il est possible d'utiliser un modèle linéaire avec écart-types (en divisant les bilans centrés par l'écart-type des bilans de chacun des glaciers) (figure IV.16).

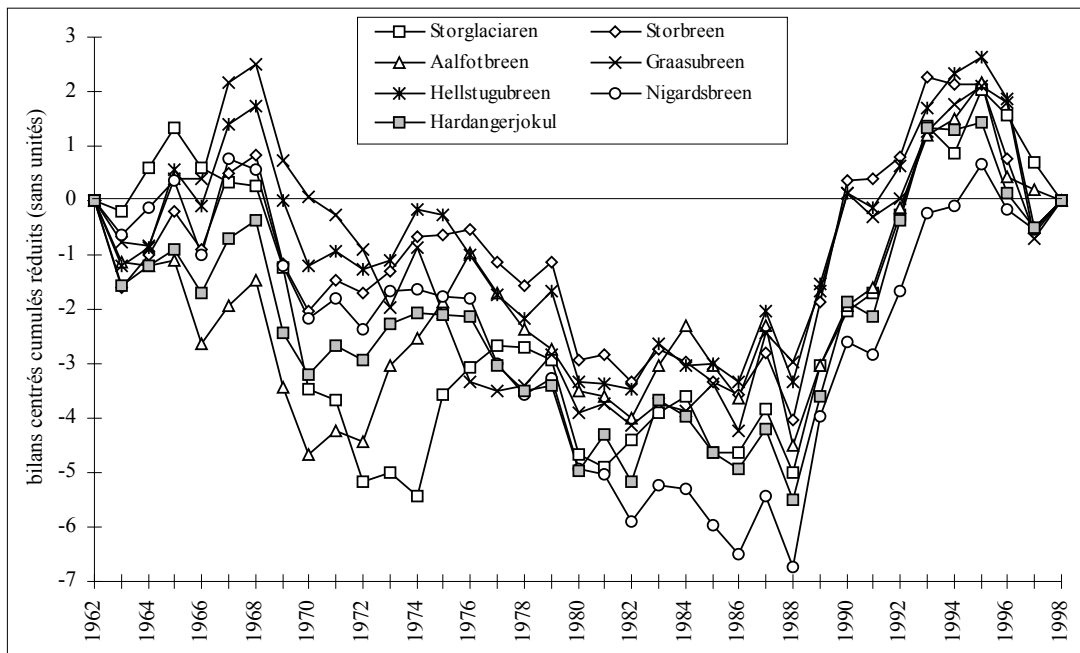


Figure IV.16 : bilans annuels centrés cumulés et réduits par l'écart-type (sans unités) pour 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1998

Les résultats de ce modèle, testé au préalable par Letréguilly (1984), sont ici confirmés. La dispersion des bilans est largement réduite lorsque l'on divise par l'écart-type si celui-ci est très variable d'un site à l'autre. On ne retrouve notamment plus la dispersion très forte du glacier Ålfotbreen.

Sur ces deux graphiques, nous remarquons des périodes où les bilans sont plus ou moins cohérents. Ce sont les variations temporelles sur ces sous-ensembles que nous détaillons dans le paragraphe suivant.

IV.2.6.3 fluctuations temporelles détaillées sur la période 1963-1998

Nous avons réalisé un découpage de la période totale en trois sous-périodes, 1963-1976, 1977-1987 et 1988-1998. Ces trois périodes ont été établies à partir des cohérences plus ou moins visibles de la figure des bilans centrés cumulés. Les bilans centrés sont présentés sur la figure IV.17.

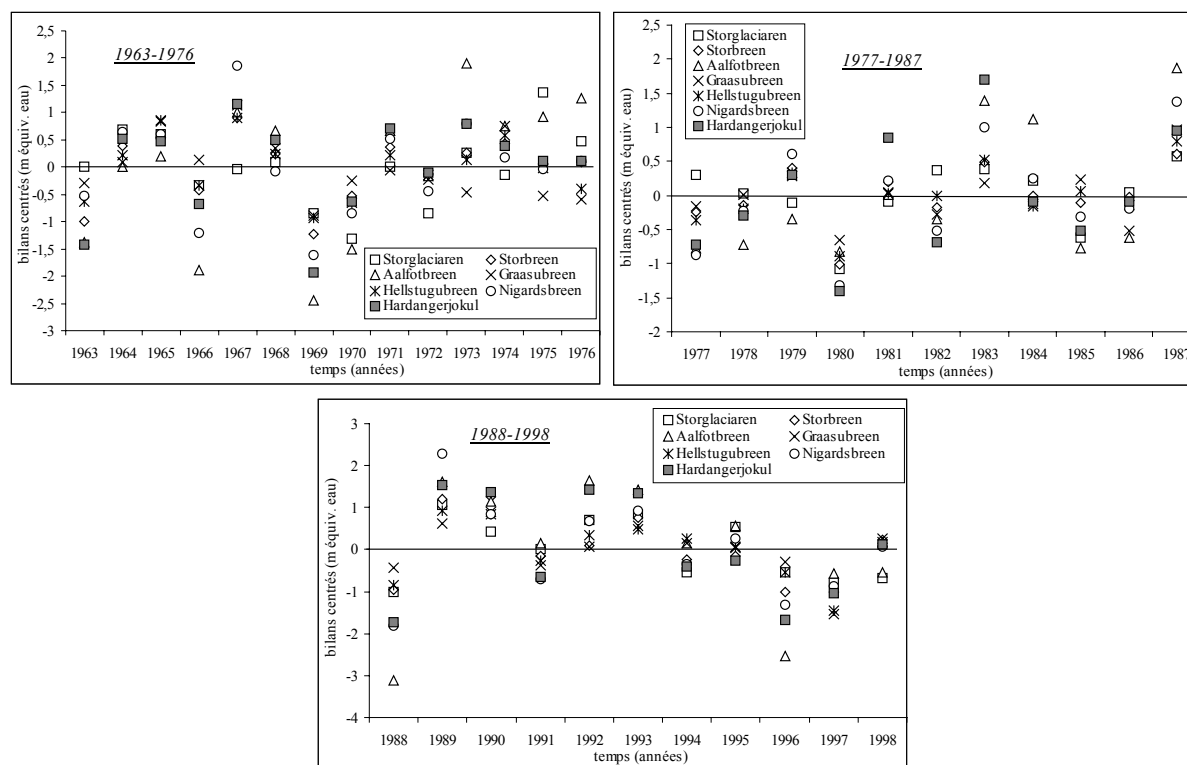


Figure IV.17 : bilans annuels centrés des 7 glaciers scandinaves sur les trois périodes 1963-1976, 1977-1987, 1988-1998 (m équiv. eau)

Ces périodes correspondent singulièrement au découpage établi sur les Alpes. Sur la dernière période, les bilans centrés connaissent globalement des variations assez similaires. Le signal est très cohérent, alors que des dispersions plus fortes existent sur les première et deuxième périodes. Même si le bilan hivernal augmente actuellement sur les glaciers scandinaves, la part de cette composante dans le bilan annuel est plus faible pour certains glaciers, plus importante pour d'autres, tout comme la part de bu bilan estival, ce qui fait que finalement, les glaciers sont mieux ou moins bien structurés suivant les périodes. Le bilan hivernal était de plus très structuré à l'échelle du massif.

Sur la période récente, nous avons également la chance de pouvoir inclure les bilans de trois glaciers situés très au nord. Nous traitons brièvement ces glaciers dans le paragraphe suivant.

IV.2.6.4 fluctuations temporelles sur 1986-1998

Sur 1986-1998, nous incluons les bilans des glaciers de Engabreen, de Rabots et de Riukojetna. Ce découpage permet de présenter l'évolution des glaciers les plus au nord, puisque auparavant seul le Storglaciaren était situé à une latitude beaucoup plus haute. Les glaciers Rabots et Riukojetna sont voisins du Storglaciaren.

Les bilans centrés cumulés sont représentés sur la figure IV.18.

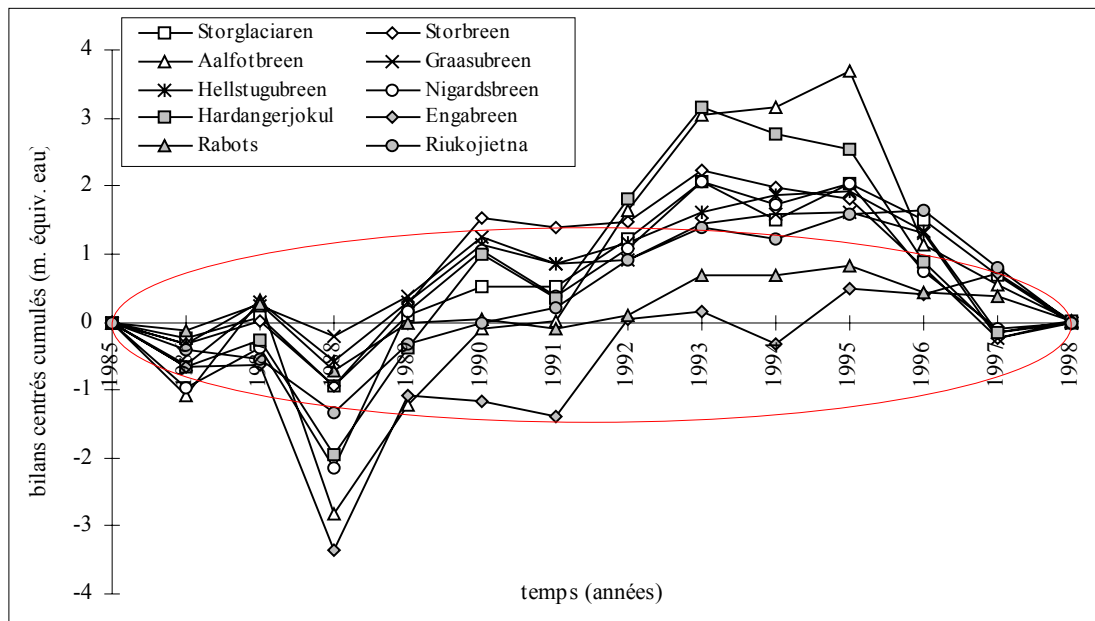


Figure IV.18 : bilans centrés cumulés de 10 glaciers scandinaves sur la période 1986-1998 (en mètres d'eau équivalent). On a également représenté une ellipse d'erreur, pour laquelle on a choisi une erreur sur les bilans de 20 cm d'eau

Certaines variations des bilans se retrouvent pour tous les glaciers malgré des moyennes très différentes. Cependant, ces variations ne semblent pas toujours significatives et restent à l'intérieur de l'ellipsoïde d'erreur, c'est à dire dans le bruit conféré au signal par les erreurs de mesures. La cohérence des trois glaciers voisins Storglaciaren, Riukojietna et Rabots est assez forte.

IV.2.6.5 évolution Alpes et Scandinavie

Les périodes sur lesquelles les glaciers scandinaves connaissent des disparités ou des variations communes correspondent globalement à celles des Alpes. Récemment, les bilans des glaciers de la Norvège et de la Suède sont relativement positifs alors qu'ils sont négatifs dans les Alpes. Il semblerait donc que ces deux massifs soient en opposition de phase. Nous présentons sur la figure IV.19, le bilan centré moyen cumulé des Alpes d'une part (moyenne des bilans centrés des 10 glaciers) et de la Scandinavie d'autre part (moyenne des 7 glaciers) sur la période 1967-1998.

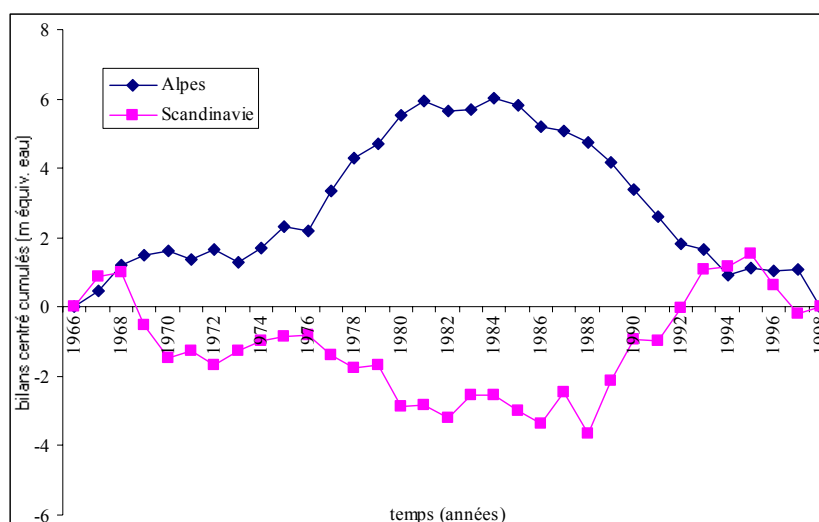


Figure IV.19 : bilans centrés moyens cumulés pour 10 glaciers des Alpes et 7 scandinaves sur la période 1967-1998 (m équiv. eau).

Ainsi, nous pouvons déjà évoquer brièvement que les glaciers des Alpes et de la Scandinavie semblent être globalement en opposition de phase. Alors que sur la période 1976-1985 les glaciers alpins sont plutôt positifs, ceux de l'autre massif connaissent une forte récession, et réciproquement sur la période 1985-1995. Nous reviendrons largement sur ces particularités au Chapitre V.

Pour comprendre les distributions temporelles des glaciers scandinaves, nous examinons les distributions spatiales du bilan à l'intérieur du massif.

IV.2.7 - GLACIERS SCANDINAVES – FLUCTUATIONS SPATIALES DU BILAN

IV.2.7.1 corrélations entre les différents sites

Les corrélations entre les différents glaciers permettent de chiffrer les fluctuations communes (si elles existent) des différents sites. Dans le tableau IV.4, ces corrélations sont calculées tout d'abord sur la période globale 1963-1998.

	<i>Storgl.</i>	<i>Storb.</i>	<i>Ålf.</i>	<i>Grås.</i>	<i>Hell.</i>	<i>Nig.</i>	<i>Hard.</i>
<i>Storgl.</i>	1	0.65	0.71	0.4	0.62	0.69	0.66
<i>Storb.</i>		1	0.79	0.76	0.92	0.90	0.92
<i>Ålf.</i>			1	0.45	0.71	0.83	0.86
<i>Grås.</i>				1	0.89	0.66	0.65
<i>Hell.</i>					1	0.84	0.84
<i>Nig.</i>						1	0.91
<i>Hard.</i>							1

Tableau IV.4 : coefficients de corrélation R entre les séries de 7 glaciers scandinaves sur 1963-1998

Malgré des moyennes différentes d'un site à l'autre, ces corrélations sont plutôt bonnes même pour des glaciers éloignés comme c'est le cas avec Storglaciaren. Statistiquement, toutes les corrélations sont significatives au seuil de 5% pour les 36 années de mesure puisque la valeur critique de la corrélation devrait être 0.32. Pour des distances équivalentes ou supérieures, les coefficients sont globalement plus élevés que ceux observés dans les Alpes.

Ces mêmes corrélations sont illustrées en fonction de la distance entre les sites sur la figure IV.20.

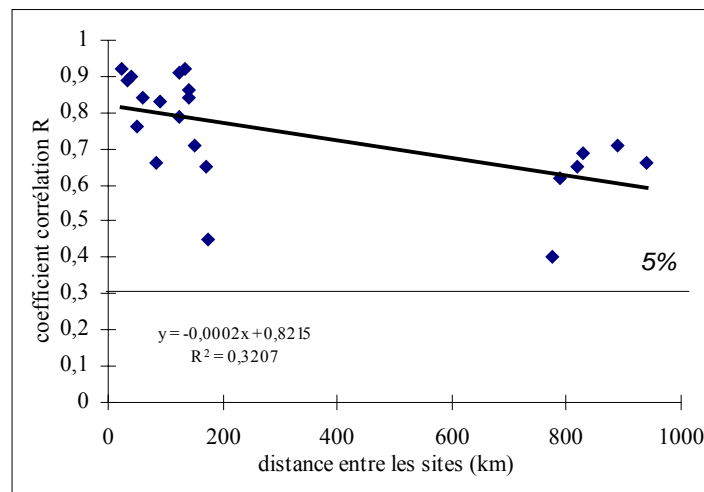


Figure IV.20 : corrélations en fonction de la distance (km) entre les différents glaciers, sur 1963-1998

On observe une décroissance de la corrélation en fonction de la distance, avec un ensemble distinct dû à Storglaciaren, très au Nord. Deux valeurs de corrélation sont moins bonnes, celles entre Gråsubreen et Ålfotbreen d'une part, et Ålfotbreen et Storglaciaren d'autre part. Ces faibles corrélations peuvent en partie s'expliquer parce que les trois glaciers sont très différents géographiquement : le glacier Gråsubreen est éloigné de la côte ; Ålfotbreen en revanche est situé en bordure de l'océan et bénéficie d'un climat océanique très variable ; enfin Storglaciaren est très au nord et n'est pas toujours soumis à l'influence des mêmes masses d'air parce qu'il est situé de surcroît de l'autre côté de la chaîne nord-sud trans-scandinave.

Sur la figure IV.21, nous avons représenté les coefficients de corrélation en séparant cette fois les trois périodes déjà utilisées.

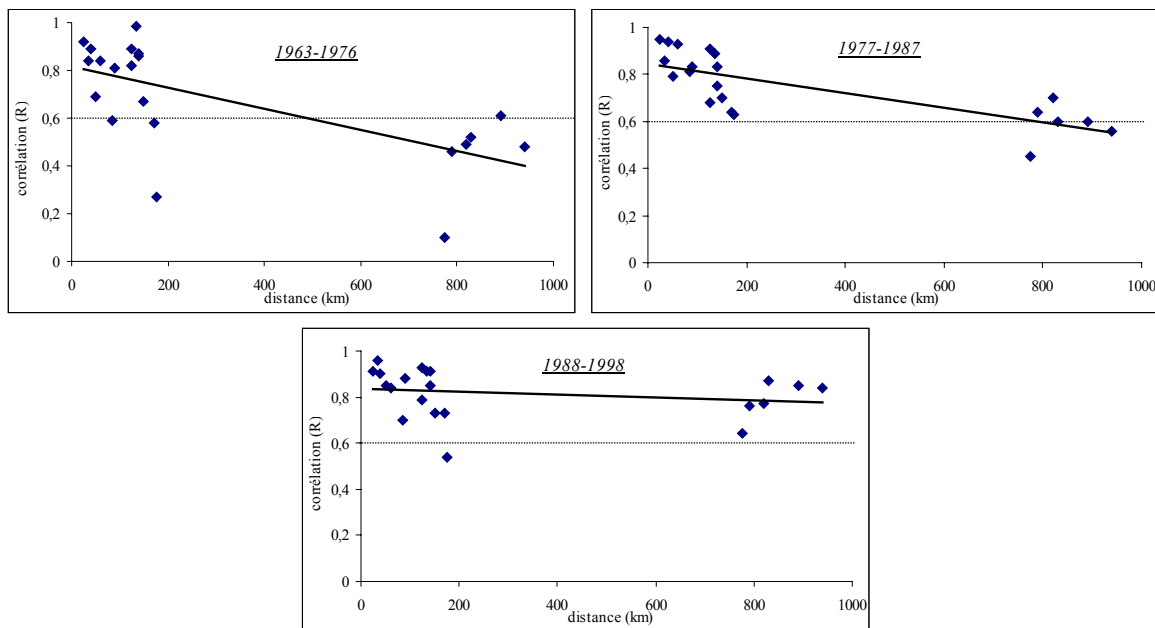


Figure IV.21 : coefficients de corrélation des bilans annuels en fonction de la distance entre les sites (km) sur les périodes 1963-1976, 1977-1987 et 1988-1998

Cette fois encore, plusieurs schémas distincts apparaissent sur ces trois graphiques : alors que sur la première période, les corrélations entre les séries sont dans l'ensemble assez faibles, sur la dernière période, elles sont toutes au dessus du seuil de signification. Elles restent très élevées, avec des valeurs dépassant les 0.8 pour des distances supérieures à 800 km.

IV.2.7.2 moyennes et écart-types

Sur la période 1963-1998, les caractéristiques, moyennes et écart-types, propres à chacun des glaciers sont représentées sur la figure IV.22, en fonction de la distance à la côte (à gauche) et de la latitude (à droite).

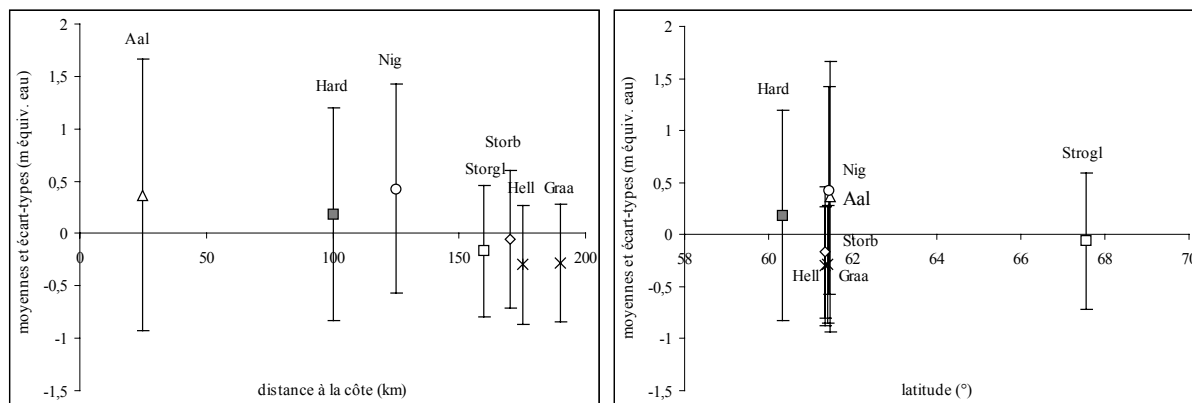


Figure IV.22 : moyennes et +/- écart-types des bilans annuels de 7 glaciers scandinaves sur la période 1963-1998 (en mètres d'eau équivalent) en fonction de la distance (approximative) à la côte (km) (à gauche) et de la latitude (°) (à droite)

Les bilans moyens semblent diminuer sensiblement quand la distance à la côte augmente. Cette caractéristique est différente des Alpes où l'orientation (ou d'autres facteurs, comme la topographie) plus que la position géographique semblait être un facteur important. En revanche, les variations des moyennes des bilans ne montrent aucune structure par rapport à la latitude du site.

Quant aux écart-types, les valeurs sont élevées et diminuent aussi très sensiblement en s'éloignant de la marge continentale (de 1.3 m eqe pour Ålfotbreen à 0.57 m eqe pour Hellstugubreen et Gråsubreen). Là encore, cette caractéristique n'est pas identique aux Alpes où les écart-types étaient presque constants sur la période totale (et ne montraient un fort gradient que sur la période récente). Ce comportement semble typique des glaciers maritimes et montre l'influence de la proximité de l'océan sur les bilans des glaciers. Un saut assez net est visible après le glacier Nigardsbreen. Connaissant l'orientation ouest-est des glaciers norvégiens (sur une même latitude), on peut attribuer ce phénomène à la présence de la chaîne trans-Scandinave qui découpe la péninsule dans sa longueur.

Sur les trois sous ensembles, les moyennes et écart-types sont donnés dans le tableau IV.5.

	1963 - 1976		1977 - 1987		1988 - 1998	
	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
Storglaciaren	-0.20	0.70	-0.1	0.48	0.17	0.74
Storbreen	-0.19	0.60	-0.3	0.44	0	0.82
Ålfotbreen	0.28	1.31	0.21	0.98	0.64	1.61
Gråsubreen	-0.42	0.59	-0.24	0.44	-0.16	0.66
Hellstugubreen	-0.34	0.56	-0.35	0.45	-0.19	0.72
Nigardsbreen	0.30	0.90	0.1	0.80	0.92	1.17
Hardangerjokul	0.03	0.88	0	0.90	0.57	1.25
moyenne	-0.08	0.79	-0.09	0.64	0.28	1.00

Tableau IV.5 : moyennes et écart-types des mesures de bilans de 7 glaciers sur les périodes 1963-1976, 1977-1987 et 1988-1998 (m équiv. eau). La dernière ligne fait apparaître les moyennes et écart-types moyens pour l'ensemble des glaciers

Globalement, les valeurs moyennes sur la troisième période augmentent toutes par rapport à la période précédente 1977-1987. Toutes les différences ont été testées mais aucune n'est significative au seuil de 5%. Tous les écart-types augmentent également mais ces variations ne sont pas significativement différentes entre ces deux périodes, excepté sur Storbreen. Les écart-types sont moins dispersés sur la deuxième période que sur la troisième, ils gardent cependant ce même gradient par rapport à la proximité de l'océan. Des écart-types élevés entraînent de fortes variations inter-annuelles. C'est ce que l'on observe sur la période la plus récente où la cohérence entre les séries est forte. De la première à la seconde période, on

observe différents comportements : certaines valeurs moyennes ont augmenté, d'autres diminuent, d'autres enfin restent stables. En revanche, aucune de ces différences n'est significative. Les écart-types diminuent tous de la première à la deuxième période, mais toujours sans signification.

IV.2.8 - GLACIERS SCANDINAVES – TESTS DE VALIDITE

La cohérence entre les séries peut être chiffrée par le coefficient τ qui s'apparente à un coefficient de corrélation simple R. Pour les 7 glaciers et sur les 36 années de mesure (1963-1998), τ^2 vaut 0.73 soit 73% de variance des bilans que l'on peut attribuer à une variation linéaire de bilan. Ce coefficient τ^2 augmente si l'on considère un modèle linéaire avec écart-type et passe alors à presque 80% de variance expliquée par une hypothèse de modèle linéaire de variation des bilans.

Enfin, une analyse globale grâce à l'analyse en composantes principales permet de quantifier cette ressemblance à grande échelle sur 1963-1998 (figure IV.23).

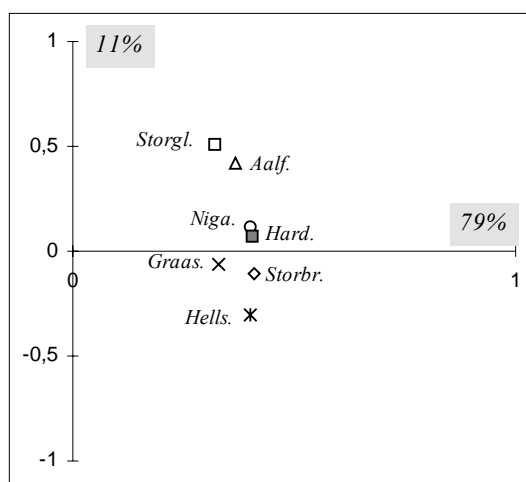


Figure IV.23 : deux premières composantes d'une ACP de 7 glaciers sur la période 1963-1998. Pour plus de clarté, les deux glaciers Hardangerjokull et Nigardsbreen ont été légèrement décalés l'un par rapport à l'autre

Pour la période 1963-1998, on explique 80% de la variance des bilans comme une variation temporelle commune. Sur le deuxième axe, on retrouve la disposition géographique des glaciers, avec 11% d'explication. Cette deuxième composante semble pouvoir être attribuée à deux paramètres distincts sans que l'on y reconnaisse une dominante : il s'agit de l'effet lié à la latitude d'une part, avec le glacier Storglaciaren que l'on retrouve bien au nord, et d'autre part l'effet de la proximité de l'océan, comme par exemple avec le glacier côtier Ålfotbreen.

Sur la période récente 1986-1998, l'ACP est présentée sur la figure IV.24.

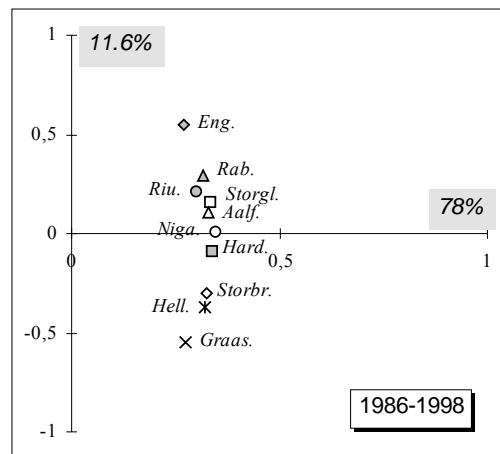


Figure IV.24 : analyse en composantes principales (seules les deux premières composantes apparaissent sur le graphique) pour 10 glaciers sur la période 1986-1998

Alors que le signal des bilans centrés ne semblait pas toujours cohérent à cause des écart-types variés d'un glacier à un autre, l'ACP présente de très bons résultats. Son avantage est de travailler en variables centrées réduites et donc de s'affranchir de cette variété d'écart-types. On explique presque 80% de la variance du bilan comme un signal temporel commun entre les différents sites. Sur la deuxième composante, on reconnaît la distribution géographique avec un effet très marqué des glaciers les plus au nord (les trois glaciers suédois et Engabreen) et de la proximité de l'océan.

IV.2.9- GLACIERS SCANDINAVES - CONCLUSION

Cette analyse des glaciers scandinaves est réalisée sur une assez longue période et sur un échantillon varié de glaciers. Nous avons pu montrer que des structures communes étaient visibles entre les différents glaciers, sur des échelles de plus de 500 km, malgré des moyennes et des écart-types de bilans très différents. Ces glaciers sont typiques des glaciers humides et maritimes, avec un écart-type très variable d'un site à l'autre et en fonction de la proximité de l'océan.

Suivant les périodes, des différences sont cependant sensibles. Il apparaît qu'un découpage équivalent à celui des Alpes permet de montrer des cohérences ou des dispersions plus ou moins marquées. Sur la dernière décennie notamment, on constate une forte augmentation des valeurs des bilans et des écart-types de l'ensemble des glaciers. Holmlund (1996) souligne la forte avancée récente des glaciers scandinaves probablement due à une augmentation des précipitations hivernales (nous reverrons ces variations au cours du Chapitre V). Or, les variations du bilan des glaciers scandinaves sont principalement dues aux changements de l'accumulation, dont le rôle est décisif particulièrement en été (Khun, 1984). Au Chapitre III,

nous avons évoqué une hausse des bilans hivernaux actuellement sur les glaciers scandinaves, homogène pour l'ensemble des sites.

A la différence des Alpes, les glaciers scandinaves sont actuellement bien en phase les uns aux autres, bien que les bilans aient fortement augmenté.

IV.2.10 - GLACIERS NORD AMERICAINS – FLUCTUATIONS TEMPORELLES DU BILAN

Les deux premiers massifs des Alpes et de la Scandinavie formaient des plans d'expérience complets sur de longues séries. Sur ces deux massifs, nous avons pu distinguer certaines structures des variations temporelles du bilan de masse. Sur le continent nord-américain, ce plan d'expérience est plus réduit et largement moins documenté (cf. Chapitre II). La variété des analyses sur de longues séries est alors limitée.

IV.2.10.1 tendance générale des bilans sur la période globale

Les séries de bilans de masse annuels sont cumulées sur les différentes périodes de mesure afin de visualiser les tendances générales de l'ensemble des glaciers (figure IV.25).

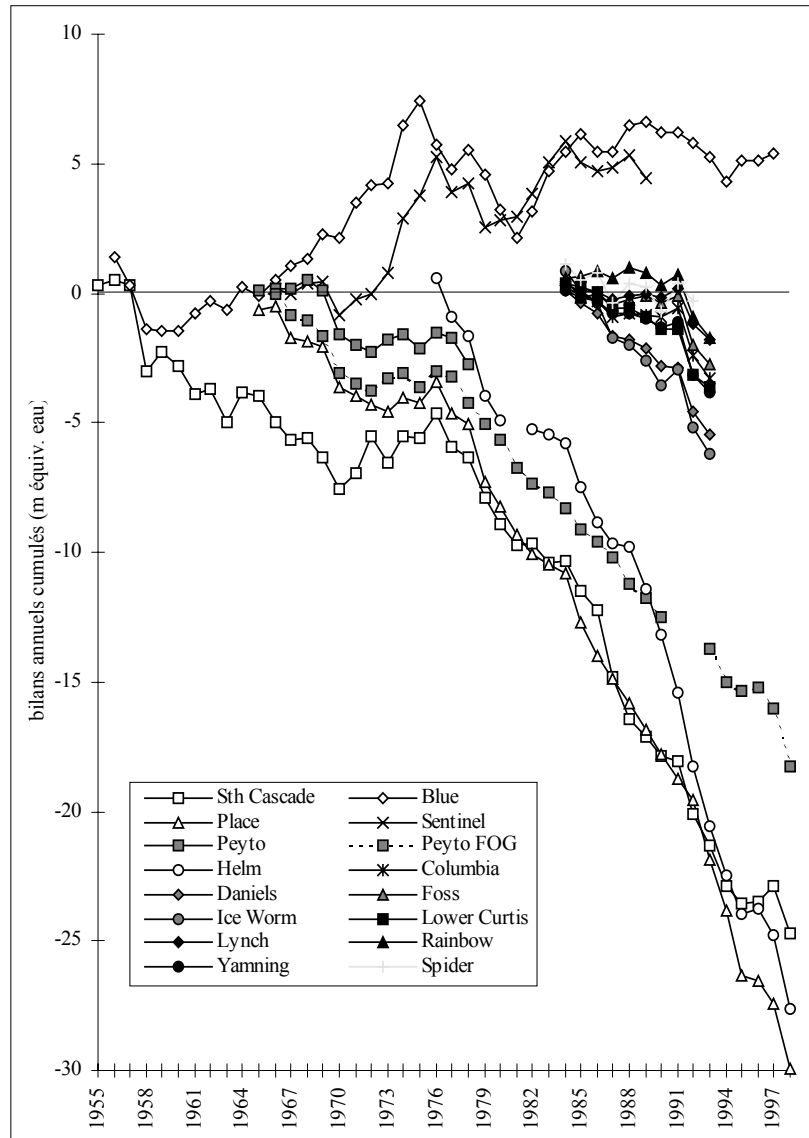


Figure IV.25 : bilans annuels cumulés des glaciers nord américains sur leur période de mesure (en mètres d'eau équivalent). La série du Peyto est doublée par celle publiée par le WGMS

Pour la plupart des glaciers, excepté les deux glaciers côtiers Blue et Sentinel, on observe une diminution très nette des bilans depuis le milieu des années 1970. Les 9 glaciers de la vallée du North Cascade ont des comportements très similaires sur 1984-1994. Ces glaciers sont très voisins puisque les deux sites les plus éloignés ne sont distants que de 25 km environ.

Si l'on examine en détail les variations annuelles de l'ensemble de ces glaciers, on ne constate pas de très fortes similitudes, comme nous l'observons sur les Alpes ou la Scandinavie. Des variations observées sur certains glaciers n'existent pas pour d'autres : par exemple, l'augmentation des bilans entre 1970 et 1976 sur South Cascade, Sentinel et Blue n'est pas discernable sur Peyto ni Place ; celle entre 1982 et 1985 sur Blue et Sentinel correspond à une forte diminution des bilans sur Helm, South Cascade, Place et Peyto.

IV.2.10.2 recherche de structures temporelles des bilans

Au cours de ce travail, nous avons étudié différents plans d'expérience des glaciers américains, mais les résultats des bilans centrés ou des analyses en composantes principales ne montraient que très peu de cohérence dans les variations des bilans, quelles que soient les distances ou les périodes retenues. C'est pourquoi nous ne présenterons ici que quelques résultats globaux (notamment grâce à l'ACP) et non pas une étude aussi détaillée que celle des Alpes ou de la Scandinavie. Afin cependant de donner un exemple du type de structures observées le long de la côte ouest américaine, nous commentons rapidement quelques résultats de la période récente 1982-1997.

IV.2.10.3 fluctuations temporelles sur 1982-1997

Les séries sont continues sur cette période pour quatre glaciers : South Cascade, Blue, Place et Helm. Afin de tester les similitudes des variations des bilans de masse des différents glaciers, les déviations par rapport à la moyenne du bilan sont présentées sur la figure IV.26.

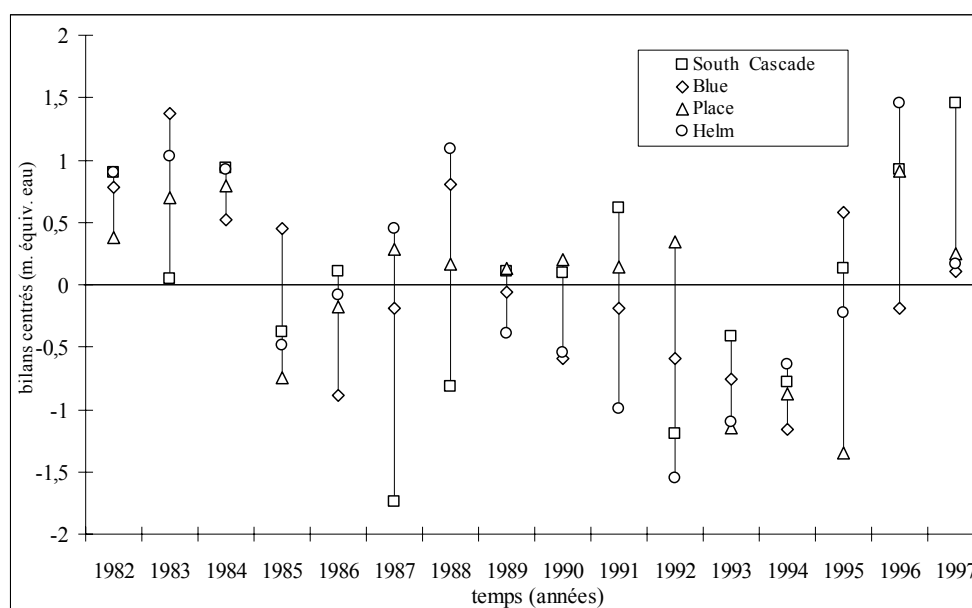


Figure IV.26 : bilans annuels centrés pour quatre glaciers américains sur 1982-1997 (m équiv. eau)

Globalement, cette figure ne montre pas de très fortes cohérences dans les variations des bilans. Même si pour certaines années comme 1984 ou 1989, les bilans fluctuent peu autour de la valeur moyenne, d'autres (et elles sont plus nombreuses) montrent une très forte dispersion, comme en 1987, 1992 ou encore 1995.

La figure des cumuls des bilans centrés n'apporterait pas beaucoup plus de lisibilité puisque l'on force le signal à passer par deux points fixes sur une période relativement courte.

Walters et Meier (1989) notent que les minima de bilan de masse des glaciers bordant le Pacifique Nord (Colombie Britannique, état de Washington) sont souvent à mettre en relation avec un événement *El Niño*⁸. Il semble en effet que le creux *Alioutan* du golf d'Alaska dans le Pacifique Nord soit excité pendant les épisodes pacifiques tropicaux chauds d'*El Niño*. Bien sûr, le rôle de cet événement sur les bilans de masse des glaciers est toujours difficile à comprendre. Sur la figure des bilans annuels, on retrouve effectivement des minima de bilans assez apparents pour les années 1970 et 1973 et 1977 et moins marqués pour 1983. Comme le précisent Walters et al., ces minima ne sont pas forcément liés à la puissance de l'événement.

IV.2.11 – GLACIERS NORD AMERICAINS – FLUCTUATIONS SPATIALES DU BILAN

IV.2.11.1 corrélation entre les différents sites

Les corrélations sur 1982-1997 quantifient les faibles cohérences des différentes séries de bilans (tableau IV.6).

	<i>Sth Casc.</i>	<i>Blue</i>	<i>Place</i>	<i>Helm</i>
<i>Sth Casc.</i>	1	0.27	0.30	0.33
<i>Blue</i>		1	0.30	0.62
<i>Place</i>			1	0.56
<i>Helm</i>				1

Tableau IV.6 : coefficients de corrélation entre les différents bilans annuels de 4 glaciers américains sur la période 1982-1997. En gras figurent les valeurs significatives au seuil de 5%

La cohérence des séries est faible dans la région nord-américaine. Seules deux valeurs sont significatives, celles entre le *Place* et le *Helm* d'une part et entre le *Blue* et le *Helm* d'autre part. Les deux premiers glaciers sont déjà distants de 80 km, mais cette distance reste faible par rapport à la taille du continent américain et à la position des autres glaciers sur ce continent. Les deux seconds sont deux glaciers côtiers, mais distants de 200 km. La position de l'île de Vancouver intervient cependant dans la répartition des précipitations provenant du Pacifique sur ces deux glaciers.

IV.2.11.2 caractéristiques de moyennes et d'écart-type

Ces données sont regroupées dans le tableau IV.7.

⁸ renversement des vents et des courants océaniques tous les 4 à 7 ans le long des côtes chiliennes (voir par exemple, Philander (1990) pour des explications du phénomène *El Niño*)

	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>
South Cascade	-0.80	0.86
Blue	0.20	0.71
Place	-1.13	0.68
Helm	-1.24	0.90

Tableau IV.7 : moyennes et écart-types des quatre glaciers américains sur 1982-1997 (mètres d'eau équivalent)

Les moyennes sont assez différentes d'un site à l'autre. Ces différences peuvent s'expliquer par les situations géographiques très diverses de ces quatre glaciers. En effet, Blue est très proche de l'océan, alors que South Cascade et Place sont plus continentaux. Comme l'expliquent Walters et Meier (1989), la majorité des précipitations qui alimentent les glaciers de la cordillère Nord-Américaine viennent de l'océan Pacifique Nord. Ces dépressions amènent en général un fort taux d'humidité, mais la quantité de précipitations est assez vite atténuée quand on se déplace depuis l'ouest vers l'intérieur des terres. Le gradient des précipitations est très prononcé à cause de la ride que forment les montagnes Rocheuses. Sur Helm, les bilans sont négatifs, malgré une faible distance à la marge océanique.

Les écart-types des bilans sont concentrés dans une gamme de valeur assez réduite, de 0.70 m eqe pour Place à 0.90 m eqe pour Helm. On ne distingue pas de structure nette par rapport à la distance à l'océan. Cette similitude des écart-types est une caractéristique différente de la situation en Scandinavie où la distance à la mer semblait être un facteur important sur leurs variations. Les écart-types sur cette période sont de l'ordre de ceux trouvés sur les Alpes.

Très brièvement, nous avons comparé les données de bilans et d'écart-type de quatre de ces trois glaciers (South Cascade, Place et Blue) entre la période récente 1982-1997 et celle plus ancienne 1966-1989⁹ (tableau IV.8).

		<i>1966-1989</i>	<i>1982-1997</i>
South Cascade	moyenne	-0.55	-0.80
	écart-type	0.93	0.86
Blue	moyenne	0.28	0.20
	écart-type	0.98	0.71
Place	moyenne	-0.67	-1.13
	écart-type	0.68	0.71

Tableau IV.8 : différences des moyennes et écart-types de South Cascade, Blue et Place sur 1966-1989 et 1982-1997

⁹ les mesures ne sont pas réalisées sur le glacier Helm pour 1966-1989

Même si les bilans de ces trois glaciers sont plus faibles sur la période récente, cette diminution n'est pas toujours significative, au seuil de 5%. C'est le cas du South Cascade et du Blue puisque seuls les bilans plus faibles du Place sont significatifs. En revanche, aucune signification n'est relevée sur les différences des écart-types, mais le schéma d'une décroissance par rapport à la distance à la mer est respecté sur la période la plus ancienne.

IV.2.12 – GLACIERS NORD AMERICAINS – TESTS DE VALIDITE

Nous souhaitons joindre à l'étude de 1982-1997, les résultats d'ACP réalisées sur d'autres périodes : 1966-1989 (sur 5 glaciers) et 1984-1994 pour inclure les 8 glaciers de la Vallée du North Cascade.

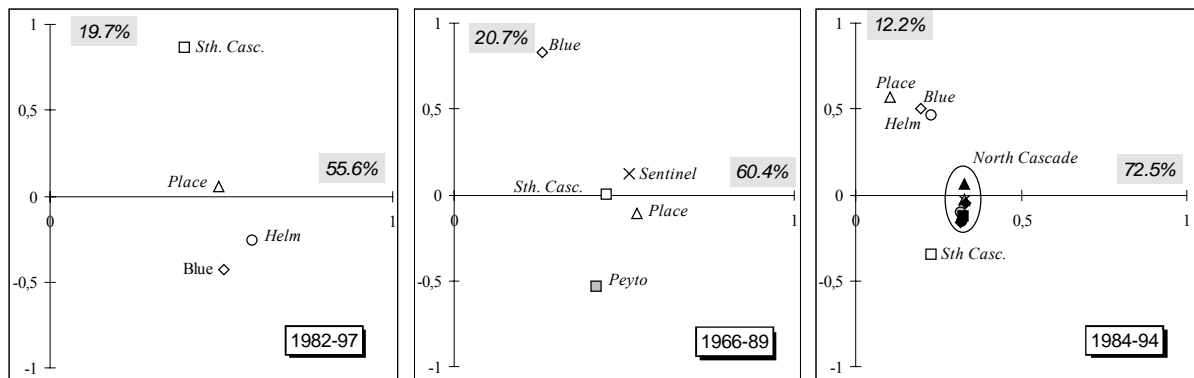


Figure IV.27 : deux premières composantes d'une analyse en composantes principales. cas a) pour 4 glaciers américains sur la période 1982-1997 ; cas b) pour 5 glaciers sur 1966-1989 ; cas c) pour 12 glaciers sur 1984-1994

L'analyse en composantes principales confirme la faible homogénéité des bilans des glaciers nord américains. Dans le premier cas (1982-1997), seulement 60% de la variance des bilans est expliquée comme une variation linéaire (avec 4 variables). Sur la deuxième composante, avec 20% d'explication, une tendance liée à la géographie du site (proximité de l'océan), semble se dégager.

Sur la période 1966-1989, Blue très océanique et Peyto très continental (à environ 630 km de la côte) se démarquent nettement du groupe formé par les trois autres glaciers.

Sur la troisième période 1984-1994, Place, Blue et Helm se distinguent du groupe formé par les autres glaciers, ceux de la vallée du North Cascade et le glacier de South Cascade. Le résultat est bon avec 72.5% d'explication de la variance des bilans sur la première composante. Les glaciers du North Cascade doivent sûrement beaucoup à ce score puisque ils forment un échantillon proche dont l'ACP pour eux seuls atteint 93%.

IV.2.13 – GLACIERS AMERICAINS - CONCLUSION

Sur les différents ensembles analysés sur la côte nord ouest américaine, nous n'avons pas mis en évidence de schéma de distributions communes des bilans. Si l'ensemble de ces glaciers sont fortement influencés par la circulation atmosphérique à grande échelle qui gère le Pacifique nord, cette influence est très vite atténuée en fonction de la distance à la côte, en particulier à cause de la présence de la ride des montagnes Rocheuses. Les distances entre les différents glaciers sont cependant assez modestes puisque elles ne dépassent pas 650 km entre Peyto et Blue, et pour l'étude détaillée de 1982-1997, elles sont au maximum de 350 km.

Cette absence de similarités s'explique parce qu'en réalité, comparer les différents glaciers entre eux ne revient pas à considérer le même climat. Par exemple, Yarnal (1984) note que pour le glacier Sentinel, les bilans sont surtout dirigés par des phénomènes à petites échelles alors que pour le glacier Peyto, il s'agit de phénomènes à grandes échelles, puisque l'air humide maritime associé à une activité cyclonique de petite échelle est incapable de traverser la partie ouest de la Cordillère. Sur la côte nord ouest américaine, la notion de massif est très large et ne semble pas représenter un unique type de climat.

IV.2.14 LES GLACIERS ASIATIQUES – FLUCTUATIONS TEMPORELLES DU BILAN

Cette étude des glaciers asiatiques est également réduite car seul un petit nombre de glaciers est mesuré régulièrement (et en continu) sur cet immense continent (Chapitre II). Les neuf glaciers retenus sont regroupés dans des régions diverses (Tien Shan, Pamir, Kamchatka...). Cette étude n'est donc plus aussi bien définie sur un massif comme pour les trois cas précédents, puisque nous y regroupons différents massifs. En réalité, si nous analysons ces massifs séparément (Tien Shan, Pamir, etc...), seuls un ou deux glaciers seraient mesurés. L'intérêt de comparer les séries serait, par conséquent, fortement réduit. En revanche, regrouper ces massifs augmentent les distances entre les différents sites. Elles peuvent désormais atteindre 7000 km (entre Djankuat et Kozelskiy) et la recherche de structure devra en tenir compte !

IV.2.14.1 tendance générale des différents glaciers

Les bilans cumulés donnent un aperçu global des variations annuelles des différents glaciers (figure IV.28).

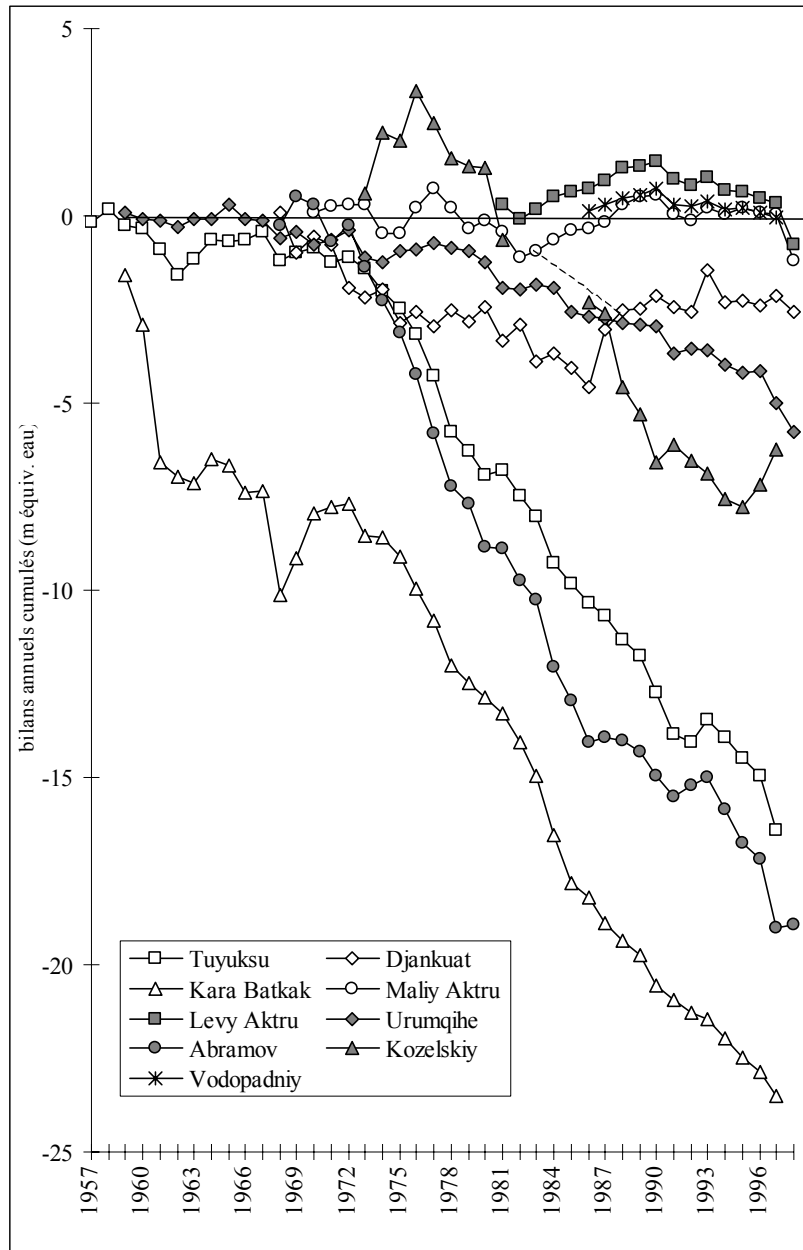


Figure IV.28 : bilans annuels cumulés pour l'ensemble des glaciers du continent asiatique (mètres d'eau équivalent)

Cette figure illustre deux comportements des glaciers asiatiques : alors que certains glaciers (Tuyuksu, Kara-Batkak, Abramov, Kozelskiy, Urumqihe) connaissent une diminution sensible du bilan assez prononcée depuis le début des années 1970, d'autres (Leviy Aktru, Maliy Aktru, Vodopadniy, Djankuat), en revanche, ont des bilans plutôt positifs ou nuls (d'où la stabilité observée). Les trois glaciers très proches (Leviy et Maliy Aktru, Vodopadniy), distants de moins de 5 km montrent de très fortes similitudes de variations.

Plusieurs études nous ont permis de détailler ces variations temporelles. Nous présentons ici brièvement deux ensembles, une période relativement longue 1968-1997 pour cinq glaciers et une période récente plus courte (1986-1997) sur neuf glaciers.

IV.2.14.2 fluctuations temporelles sur 1968-1997

Sur cette période, nous présentons les cinq séries des bilans des glaciers de Tuyuksu, Djankuat, Kara-Batkak, Urumqihe et Abramov. La recherche des similitudes des fluctuations temporelles est réalisée grâce aux bilans centrés cumulés (figure IV.29).

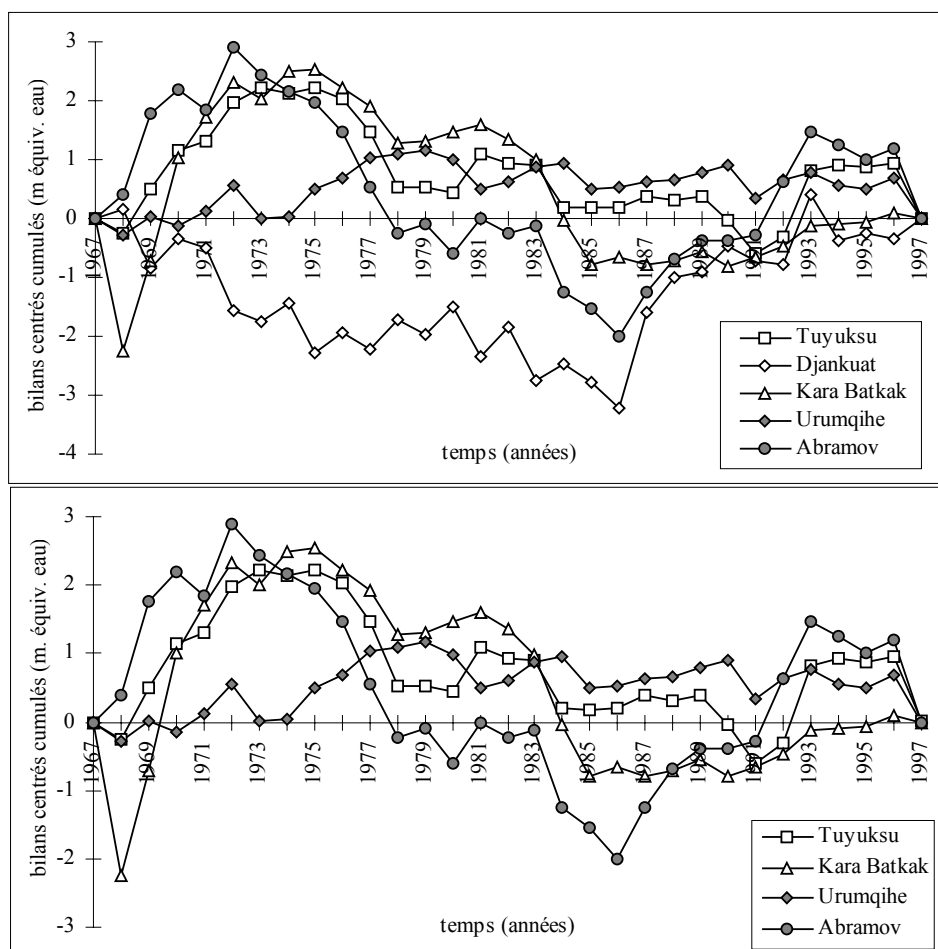


Figure IV.29 : bilans annuels centrés cumulés des glaciers asiatiques sur 1968-1997 (m d'eau équivalent), avec les données du Djankuat (en haut) et sans cette série (en bas)

Aucune structure de variations ne semble se distinguer. Le Djankuat évolue différemment des autres glaciers. Les variations de l'Urumqihe ne semblent pas plus en phase avec celles de ces voisins. Seuls les glaciers Tuyuksu et Kara-Batkak présentent quelques caractères de variations communes. Ces deux glaciers sont relativement proches, distants de 200 km environ.

Nous ne détaillerons pas plus cette période qui ne montre aucune réelle structure, et passons à l'étude sur 1986-1997.

IV.2.14.3 fluctuations temporelles sur 1986-1997

Sur cette plus courte période, les bilans centrés permettent de mieux mettre en évidence les variations annuelles de chacun des glaciers (que le cumul de ces déviations). Cependant, pour montrer les particularités du glacier du Kamchatka (Kozelskiy), nous avons tout d'abord représenté les bilans centrés cumulés avec cette série (haut de la figure IV.30), puis les bilans centrés sans cette même série (bas de la figure).

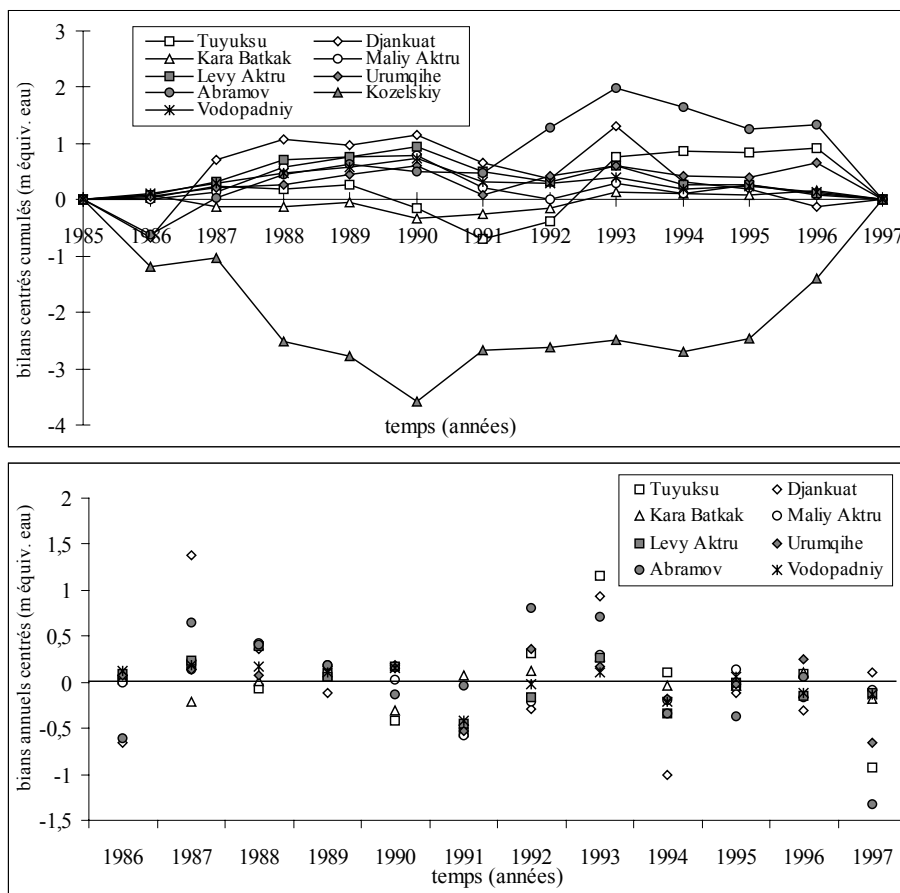


Figure IV.30 : bilans centrés cumulés (m equiv. eau) sur 1986-1997 avec les données du Kozelskiy (haut de la figure) et bilan centrés (m equiv. eau) sur 1986-1997 sans cette série (bas de la figure)

Le comportement du glacier du Kamchatka est opposé de celui des autres sites de l'Eurasie. En réalité, les conditions d'alimentation pour ce glacier ne sont plus les mêmes que sur les autres glaciers puisque les bilans sont influencés par la proximité du Pacifique et sont donc typiques d'un climat maritime. D'ailleurs, le front du glacier descend actuellement jusqu'à une altitude de 300 m (Muravyev et al., 1999) contre 2700 m pour Djankuat, 3600 m pour Abramov.

Pour les autres glaciers, aucune structure ne se dégage vraiment sur cette petite période, à l'exception des trois glaciers proches de l'Altai (Maliy Aktru, Leviy Aktru et Vodopadniy). La distance maximale entre ces trois sites n'est que de 5 km.

IV.2.15 – GLACIERS ASIATIQUES – FLUCTUATIONS SPATIALES DU BILAN

IV.2.15.1 corrélation entre les différents séries

La faible cohérence temporelle des séries est ici illustrée par les coefficients de corrélation en fonction des distances entre les sites sur les deux périodes retenues (figure IV.31).

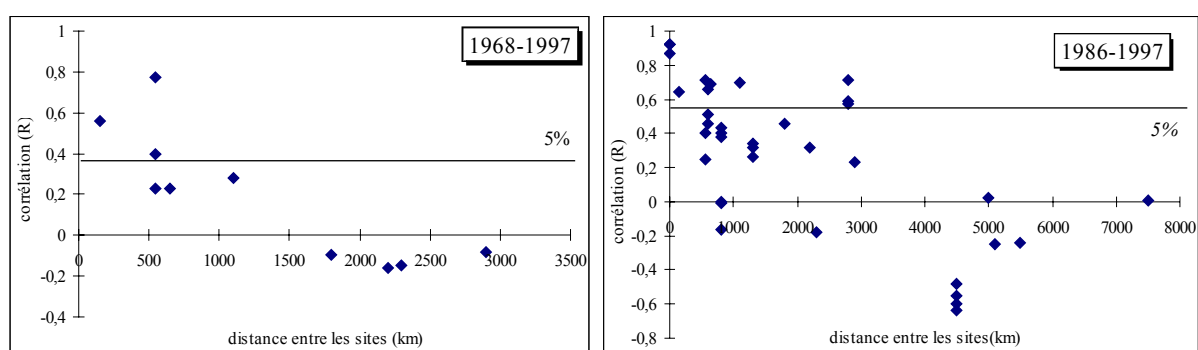


Figure IV.31 : coefficients de corrélation R en fonction de la distance entre les sites (km) pour les cinq glaciers retenus sur 1968-1997 (à gauche) et pour les 9 sites retenus sur 1986-1997 (à droite). Les traits horizontaux marquent le seuil de signification à 5%

Le glacier du Kamchatka est anti-corrélé aux glaciers de l'Altai et non-corrélé avec des glaciers encore plus éloignés comme Dkankuat ou Kara-Batkak. La corrélation entre Abramov et Tuyuksu distants de 500 km est bonne sur les 30 ans de mesure ($R = 0.77$), tandis qu'elle n'est que de 0.4 entre Kara-Batkak et Abramov pourtant plus proches.

Cette figure illustre également les très bonnes corrélations entre les glaciers très proches Maliy Aktru, Leviy Aktru et Vodopadniy (distance maximale de 5 km). Par contre, ces corrélations diminuent très vite avec la distance puisque le seuil minimal est de 0.55 pour 12 années de mesure.

IV.2.15.2 caractéristiques de moyennes et d'écart-types

Le tableau suivant IV.9 présente ces valeurs calculées sur les deux périodes 1968-1997 et 1986-1997.

	1968 - 1997		1986 - 1997	
	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
Tuyuksu	-0.53	0.50	-0.55	0.51

Djankuat	-0.07	0.62	0.16	0.66
Kara Batkak	-0.54	0.70	-0.47	0.16
Urumqihe	-0.16	0.31	-0.20	0.31
Abramov	-0.63	0.64	-0.51	0.62

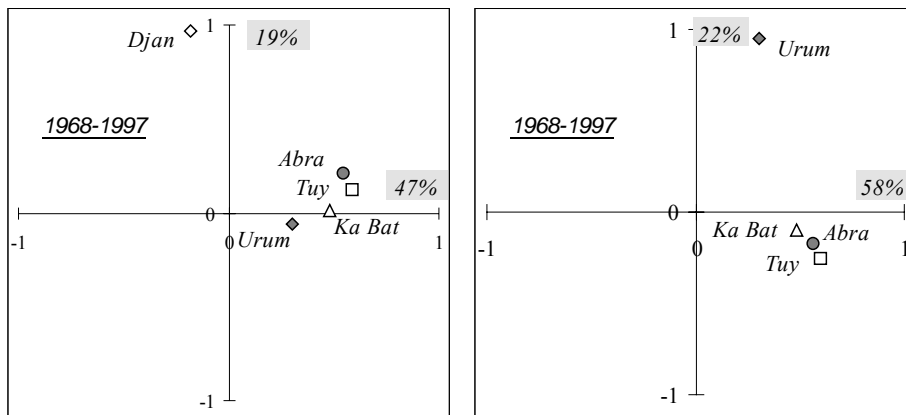
Tableau IV.9 : moyennes et écart-types des glaciers asiatiques sur la période 1968-1997 (m d'eau équivalent)

Sur la première période, l'ensemble des bilans sont négatifs, comme sur les Alpes et à l'inverse de la Scandinavie. Ainsi Sarennes et Abramov ont perdu les mêmes quantités d'eau en 30 ans de mesure (une moyenne de -0.60 m eqe/an sur Sarennes et -0.63 m eqe/an sur Abramov). Les écart-types sont relativement faibles, typiques des climats continentaux.

Sur la période récente, aucune différence dans les moyennes de bilans n'est significative au seuil de 5% (toutes les variations sont inférieures à 10 cm d'eau). Quant aux écart-types, aucune modification n'est significative à l'exception de celle du Kara-Batkak. A l'inverse des Alpes, nous n'observons pas d'augmentation plus prononcée des pertes de volume sur la période récente. La figure des bilans cumulés IV.28 montre d'ailleurs des pentes régulières depuis 1975 environ, pour les glaciers à forte perte comme Tuyuksu ou Kara Batkak.

IV.2.16 GLACIERS ASIATIQUES – TESTS DE VALIDITE

L'ensemble de ces résultats sont traduits par des analyses en composantes principales (figure IV.32).



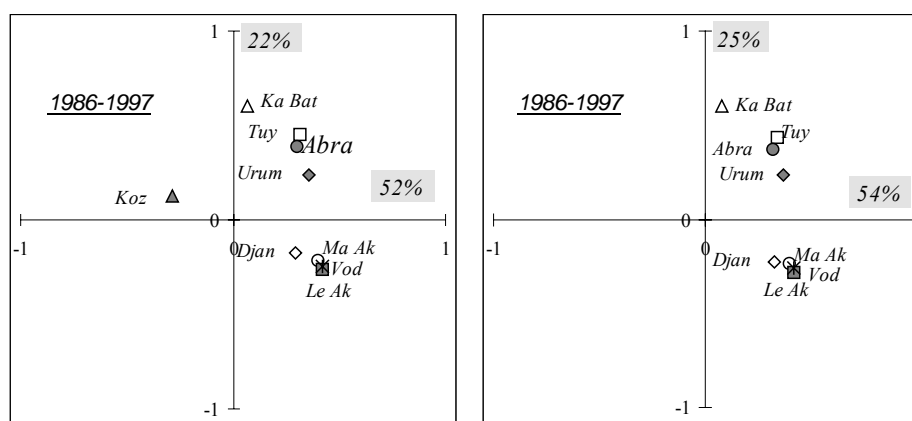


Figure IV.32 : analyses en composantes principales des glaciers asiatiques sur 1968-1997 (en haut), avec (à gauche) et sans (à droite) les données du Djankuat, et sur 1986-1997 (en bas), avec (à gauche) et sans (à droite) les données du Kozelskiy

La première composante représentant les structures des variations temporelles n'est pas très élevée. Sur 1968-1997, elle augmente toutefois logiquement si l'on ne tient pas compte des données du Djankuat. Les distances sont alors toutes de l'ordre de 500 km pour les glaciers Kara Batkak, Tuyuksu et Abramov. Le glacier Urumqihe est un peu plus éloigné des autres (jusqu'à 1100 km entre ce glacier et Abramov), il se distingue sur la deuxième figure d'ACP. Sur la période récente 1986-1997, les glaciers de l'Altai Russe se regroupent très nettement.

IV.2.17 – GLACIERS ASIATIQUES - CONCLUSION

Sur cette région asiatique, aucune réelle structure commune n'est observée dans les variations temporelles des bilans. Ce résultat n'est toutefois pas surprenant par rapport aux distances séparant les différents sites. Les seules tendances communes qui apparaissent sont entre des glaciers très proches. Sur la période récente, nous ne distinguons aucune variation significative du bilan comme c'était le cas sur les glaciers alpins ou scandinaves. Les moyennes restent du même ordre de grandeur et les écart-types varient également très peu. Ils sont en général plus faibles que sur les Alpes et la Scandinavie, témoignant de régimes de climats continentaux.

IV.2.18 LES GLACIERS ARCTIQUES – FLUCTUATIONS TEMPORELLES DU BILAN

L'étude de la région du bassin arctique présente des intérêts multiples. Les glaciers suivis sont tout d'abord de types variés : petites calottes ou plateaux (Meighen, Devon), glaciers de vallées (White), émissaires de calottes, glaciers de niche (Baby)... De plus, les hautes latitudes et la proximité des différents océans (Pacifique, Atlantique) devraient influencer très nettement les bilans différemment des autres massifs déjà étudiés. La recherche de structures du bilan permettra ainsi de mieux estimer la représentativité des quelques sites mesurés.

Comme pour le continent asiatique, nous ne sommes plus dans le cas d'un massif réellement défini, mais de plusieurs régions que nous avons regroupées dans cet ensemble. Ces régions sont l'Arctique Canadien, l'Alaska, l'Arctique Atlantique (Svalbard, Islande) et l'Oural Polaire.

IV.2.18.1 tendance générale des différents glaciers

La figure des bilans annuels cumulés (IV.33) permet de dégager les tendances générales de l'évolution des différents glaciers sur le bassin Arctique.

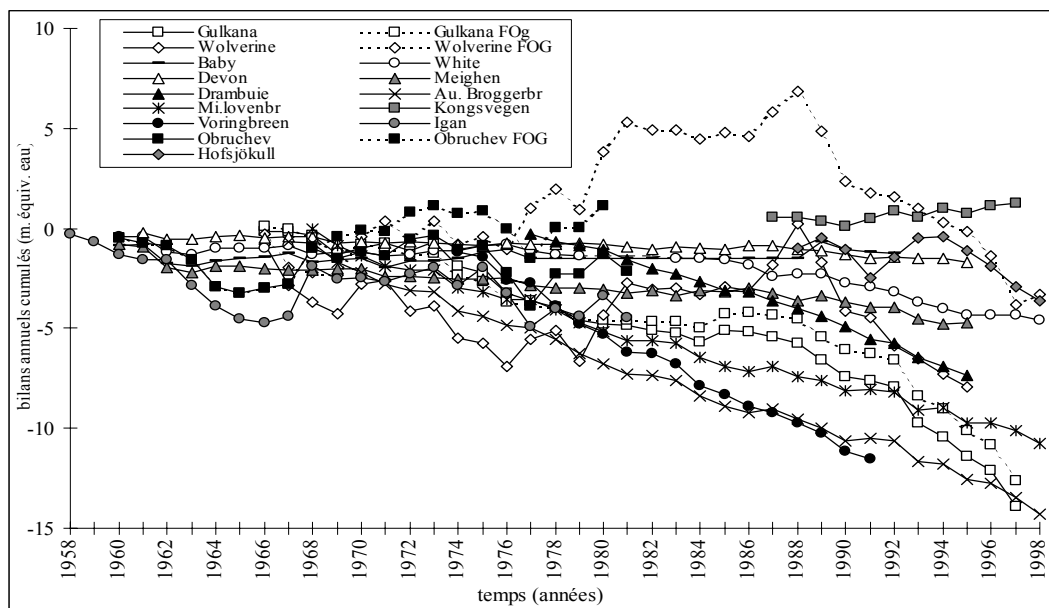


Figure IV.33 : bilans annuels cumulés des glaciers Arctiques (mètres d'eau équivalent). Les séries du Gulkana, Wolverine, et Obrucheve sont doublées par les données du WGMS

Cette figure globale des bilans cumulés ne montre aucune similitude forte entre les différents sites, excepté une légère tendance négative depuis le milieu des années 1970 sur une demi-douzaine de glaciers. Les quantités d'eau perdues avoisinent les 15 m pour les glaciers du Svalbard et de la côte d'Alaska.

Pour des sites très voisins comme au Svalbard (Midtre Lovénbreen et Austre Brøggerbreen), on observe certaines variations communes du bilan mais lorsque la distance augmente, la cohérence diminue fortement même pour des glaciers situés au sein d'une même région comme Gulkana et Wolverine en Alaska ou Devon et Meighen au Canada.

Comme le souligne Josberger dans Jania (1996), aucune tendance persistante ne semble se dégager sur l'Arctique, même si cet auteur observe une légère diminution de l'accumulation dans les années 1970.

La série du Wolverine publiée dans les volumes " *Fluctuations of Glaciers* " du WGMS est très particulière. La différence entre les deux séries semble refléter un décalage des données, qui apparaît autour de 1975. La corrélation entre les deux séries sur cette période est d'ailleurs très bonne puisqu'elle atteint 0.94 sur 1966-1998. Ce déphasage est important, en moyenne supérieur à sept mètres d'eau. La série donnée par le WGMS sur ce glacier n'est pas retenue dans notre étude car elle diverge de l'ensemble des autres séries.

Comme l'ont déjà souligné Walters et Meier (1989) ou Letréguilly (1984), les années pour lesquelles les bilans étaient des minima pendant les événement *El Niño* sur les glaciers Nord Américains se traduisent ici par des légers maxima, surtout visibles sur le Wolverine (1970, 1973, 1977 ou 1983). Cette opposition entre les climats humides de l'état de Washington et ceux plus secs de l'Alaska (et vice-versa) est attribuée aux effets combinés du creux *Alieutan* et de l'anticyclone Pacifique Nord qui contrôlent les champs de perturbation dans cette région du Pacifique.

Comme pour les glaciers américains ou asiatiques, nous ne donnerons que quelques résultats globaux des ensembles que nous avons étudié dans l'Arctique. A la différence de l'Asie où un seul glacier était mesuré dans un massif, sur le bassin Arctique, plusieurs glaciers sont suivis dans différents secteurs. Nous présenterons donc rapidement les variations à l'intérieur d'un même secteur. Nous comparerons ensuite ces différents secteurs grâce aux résultats des analyses en composantes principales.

IV.2.18.2 fluctuations temporelles des bilans par secteurs

Nous considérons ici les secteurs de l'Alaska, du grand nord Canadien, de l'Oural Polaire, et du Svalbard, pour lesquels nous faisons figurer les bilans centrés cumulés sur la plus longue période commune possible (figure IV.34, cas a à d).

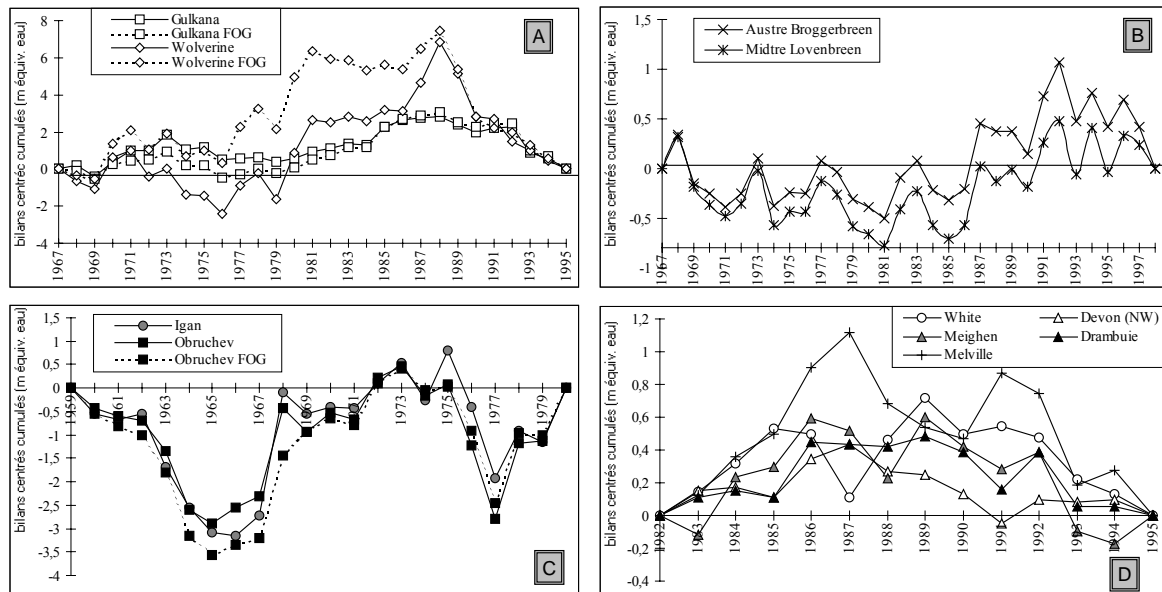


Figure IV.34 : bilans centrés cumulés (m d'eau équivalent) pour différents secteurs de l'Arctique (Alaska (a), Svalbard (b), Oural polaire (c) et Grand Nord Canadien (d))

Les glaciers du Svalbard ont des variations de bilans assez similaires, de même que les glaciers de l'Oural polaire. Pour ces deux échantillons, les distances entre les sites ne dépassent cependant pas 10 km.

Les glaciers d'Alaska sont plutôt mal corrélés entre eux. La distance séparant les deux glaciers est déjà à la limite des distributions classiques avec 400 km de distance entre les deux glaciers. Comme l'expliquent Walters et Meier (1989) ou Mayo (1984), le sud-est de l'Alaska est la zone cyclonique la plus active de l'Amérique du Nord, mais cette fréquence cyclonique décroît très rapidement vers l'intérieur du continent liée à la présence de la chaîne des montagnes côtières. L'écart-type est en réalité très différent entre ces deux glaciers (0.52 m eqe pour Gulkana et 1.20 m eqe pour le Wolverine).

Dans l'Arctique Canadien, seuls les deux sites Meighen et Drambuie montrent des variations communes. La distance entre les deux sites est de 400 km, mais il est plus surprenant de noter le caractère particulier de glacier White, situé géographiquement entre les deux mais dont les variations ne ressemblent pas à celles des autres.

La comparaison des différentes régions entre elles ne montre aucune structure commune. Ces résultats ne sont pas surprenants vu le faible nombre d'années communes entre les différentes séries et les distances mises en jeu.

IV.2.19 GLACIERS ARCTIQUES – FLUCTUATIONS SPATIALES DU BILAN

Nous présentons les variations des moyennes et des écart-types d'un site à l'autre et sur deux périodes différentes (notre choix de périodes est 1967-1979 et 1988-1997). Les données de bilan ne sont alors disponibles que sur quatre glaciers (tableau IV.10).

	1967-1979	1988-1997
Gulkana	-0.34	-0.84
Wolverine	-0.45	-0.76
Au. Broegg.	-0.46	-0.44
Mi. Lov.	-0.39	-0.32

Tableau IV.10 : moyennes de bilans de 4 glaciers arctiques sur deux périodes différentes (m équiv. eau)

Sur les glaciers d'Alaska, le bilan augmente fortement récemment, mais cette augmentation n'est significative que sur le Gulkana. Sur les deux glaciers du Svalbard, aucune variation n'est discernable dans les séries de bilans. On ne dispose pas de données plus récentes sur le Igan ou Obruchev pour détecter une évolution.

IV.2.20 GLACIERS ARCTIQUES – TESTS DE VALIDITE

Les analyses en composantes principales réalisées sur plusieurs périodes nous permettent de regrouper différents secteurs. Sur 1968-1995, les glaciers sont alors très éloignés les uns des autres. Sur 1988-1997, on peut inclure l'Islande (mais on ne tient alors pas compte des glaciers asiatiques). Sur 1967-1979, les glaciers asiatiques et d'autres glaciers canadiens ou du Svalbard (mais sans l'Islande) sont disponibles. Sur 1977-1991 on peut inclure de nouveaux glaciers comme Drambuie au Canada ou Voringbreen au Svalbard (figure IV.35 (cas a à d)).

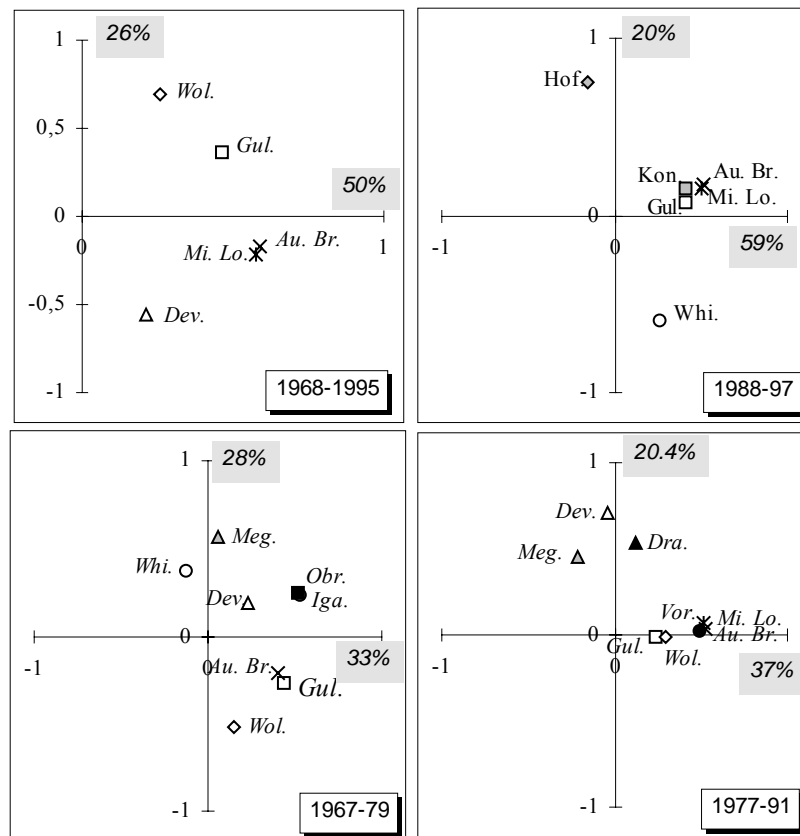


Figure IV.35 : résultats d'ACP sur 1968-1995, 1988-1997, 1967-1979 et 1977-1991 (sans les données du WGMS) pour différents ensembles de glaciers de tout le bassin arctique

Les glaciers se regroupent globalement par secteurs, mais aucune structure n'apparaît clairement sur ces graphiques. D'ailleurs, les taux sur la première composante sont relativement faibles lorsque l'on passe à ces ensembles plus distants. Les distances mises en jeu dans cet échantillon dépassent largement celles des modèles de distribution classique. Par exemple, les glaciers du Spitzberg bien que situés à peu près à la même latitude que les glaciers de l'Arctique canadien, sont distants de plus de 5500 km.

En réalité, ces faibles résultats sont ceux attendus : les distances importantes entre les sites induisent des différences d'influences climatiques. Le climat de la région du Svalbard est fortement influencé par le *courant Nord Atlantique*, une branche du *Gulf Stream*. Cette région, par sa proximité d'une zone rapide de transfert de chaleur à travers la Mer de Norvège semble particulièrement sensible aux changements climatiques. La région d'Alaska est, quant à elle, très dépendante des *courants Pacifique Nord*. L'Islande est une forte région d'activité cyclonique, à la frontière des masses d'air polaires froides et des masses d'air chaudes d'origine tropicale. Son climat est de plus affecté par la confluence des courants océaniques chauds et froids : une branche du *Gulf Stream* et le *courant polaire Groenlandais est*.

IV.2.21 – GLACIERS ARCTIQUES - CONCLUSION

Selon Folland et al. (1990) ou Wigley et Barnett (1990), les changements climatiques actuels semblent plus discernables aux hautes latitudes de l'hémisphère nord que partout ailleurs. L'intérêt d'étudier le bilan de masse dans cette région est donc capital. Cependant, les séries sont actuellement assez courtes et réalisées dans des régions variées. Les seules structures observables sont celles pour des sites très proches, mais dès que les distances augmentent, la cohérence entre les séries n'est plus visible. Il est donc très difficile pour cette région soumise à différentes influences océaniques et atmosphériques de donner une échelle de cohérence des bilans et par conséquent de généraliser le bilan moyen de quelques sites mesurés à une région toute entière.

IV.2.22 – GLACIERS DE L'HEMISPHERE NORD – CONCLUSIONS GENERALES

Cette première partie du Chapitre IV traite des distributions du bilan de masse dans le temps et dans l'espace sur cinq grandes régions glaciaires de l'hémisphère nord : les Alpes, la Scandinavie, le nord-ouest de l'Amérique, la région asiatique et la région arctique.

Pour chacun des massifs, nous avons analysé l'évolution générale des bilans dans le temps puis détailler ces évolutions pour différents ensembles de glaciers et sur différentes périodes. Suivant la région, en raison même des quantités d'informations disponibles sur les bilans, ces études ont été plus ou moins développées.

Sur les deux premiers massifs des Alpes et de la Scandinavie, nous avons mis en évidence des structures communes de variations du bilan des glaciers à l'intérieur même de chacun des massifs, sur des distances de l'ordre de 500 à 700 km. Bien que les glaciers le long des Alpes ou de la Scandinavie connaissent des situations météorologiques très diverses à un instant donné, l'effet du climat moyen est en général beaucoup moins varié. Les glaciers d'un même massif montrent alors des variations annuelles de bilans très semblables. Ces structures observées sur de longues séries montrent cependant des inhomogénéités suivant les périodes, notamment sur la période récente dans les Alpes, dues à des écart-types très variés d'un site à l'autre, liés semble-t-il à une part plus importante de l'accumulation hivernale sur certains sites.

Sur l'Amérique du nord, aucune structure n'est réellement apparue sur des distances cependant équivalentes à celles des deux massifs précédents. L'influence de l'océan Pacifique et des montagnes Rocheuses expliquent en partie ce faible résultat. Enfin sur les deux dernières régions (Asie et Arctique), les distances sont bien supérieures aux distances classiques, et aucune structure n'est identifiable, même si sur de plus petites échelles comme celles découpées sur l'Arctique, un signal commun semble se distinguer.

Cette étude des glaciers de l'hémisphère nord ne serait pas exhaustive sans y inclure l'importante calotte de glace du Groenland. Les analyses tant en zone d'ablation qu'en zone d'accumulation constituent la deuxième partie de ce chapitre des distributions du bilan.

IV.3 - LE BILAN DE MASSE AU GROENLAND

IV.3.1 INTRODUCTION

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons analysé les séries de bilans de masse des glaciers des différents massifs de l'hémisphère nord. Toutefois, dans cette région du globe, la calotte du Groenland représente la surface de glace la plus importante avec une superficie de $1.8 \cdot 10^6$ km². S'il existe aujourd'hui plusieurs études de l'estimation du bilan moyen sur toute la calotte (Bauer, 1955 ; Diamond, 1960 ; Benson, 1962 ; Ohmura et al., 1991 ; Fiedman et al., 1995 ; Ohmura et al., 1999), toutes ces études, mêmes les plus récentes (par exemple Thomas et al. (2000) ou Krabill et al. (2000)) ne sont pas toujours en accord. Pour ces réalisations, les différents auteurs utilisent des techniques variées : interpolation des points de mesure, données de mesures satellitaires... Aucune étude actuelle globale ne prend en compte la variabilité dans l'espace et dans le temps de l'ensemble des séries mesurées sur la calotte. Seules quelques analyses très locales de ce facteur ont été réalisées. Braithwaite (1986) ou Braithwaite et al. (1989) ont pu par exemple grâce à ce type d'analyse, estimer une juste implantation des balises sur le glacier Qamanârsûp et Braithwaite (1992), reconstituer les bilans de trois glaciers de la côte sud-ouest sur les 30 dernières années.

Traiter de la variabilité spatiale et temporelle du bilan et faire apparaître ainsi des structures dans ses variations nous a semblé important sur cette grande région du globe aux conditions morphologiques, géographiques et météorologiques variées, pour pouvoir déterminer plus justement son bilan moyen et sa variabilité. Cependant, comme nous avons pu le voir au Chapitre II, les données de bilans sur la calotte du Groenland sont géographiquement éparées et la longueur des séries est souvent courte, surtout dans la zone d'ablation de la calotte. Ainsi, il n'existe aucune année de mesures commune à tous les sites. Due à la faible couverture spatiale et temporelle des séries, il n'est pas possible d'aborder directement une analyse de la répartition spatio-temporelle du bilan portant sur l'ensemble du Groenland. La base de données initiale doit être découpée en plusieurs régions afin d'obtenir des plans d'expérience (bilans en fonction du temps et du site) moins incomplets.

Nous avons souhaité réaliser l'analyse statistique la plus complète des variations spatiales et temporelles des séries de bilans disponibles au Groenland. Les données se regroupant géographiquement en trois régions principales (cf. Chapitre II), l'étude commencera par la

région du sud-ouest en marge de la calotte (zone d'ablation), puis la région du centre et enfin celle du nord, toutes deux en zone d'accumulation de la calotte.

Cette étude a fait l'objet d'un article soumis au " *Journal of Glaciology* ", sous le titre : « *Greenland ice sheet mass balance distribution : a variance analysis of existing field data* » (D. Six, A. Letréguilly, L. Reynaud, soumis en février 2000).

IV.3.2 ANALYSE DES BILANS DANS LA REGION SUD-OUEST

L'étude suivante présente quelques cas d'analyse des variations communes aux huit glaciers de la région sud-ouest de la calotte (présentés dans le Chapitre II). L'algorithme de Lliboutry est utilisé ici afin d'obtenir une série unique pour chacun des glaciers à partir des séries de bilans par balises souvent incomplètes. Cette méthode se justifie parce que les bilans des glaciers au Groenland ne peuvent pas, en général, être déterminés pour l'ensemble du glacier comme sur la plupart des autres glaciers. En effet, dans le cas des glaciers émissaires de l'inlandsis, la zone d'accumulation est rarement déterminée avec précision et en général, très peu de mesures sont réalisées dans ces zones supérieures. Seul le terme de bilan centré permet de comparer raisonnablement les séries entre elles (tableau IV.11).

Pour le Paakitsup Sermia ces valeurs sont tirées directement de Braithwaite (1992b), parce que les valeurs de bilans en fonction de l'altitude aux différentes balises ne sont pas disponibles.

	Russel	ICE05	Paakits.	1CG14	Qaman.	Qapiar.	Nordbo	Vahalt.
1978							-0.27	
1979							0.32	0.156
1980					0.20		-0.61	-0.054
1981					-0.22	-0.2	-0.30	-0.334
1982				-0.03	-0.03	-0.21	-0.02	-0.104
1983			0.83	0.70	0.85	0.71	0.88	0.336
1984		-0.08	0.01	0.18	0.64	0.49		
1985		-0.16	-0.56	-0.94	-0.66	-0.79		
1986		0.19	0.45	0.15	-0.13			
1987		-0.16	-0.48	-0.28	-0.65			
1988		0.22	-0.35					
1989			0.13					
1990								
1991	-0.25							
1992	0.83							
1993	-0.02							
1994	-0.019							
1995	-0.70							
1996	0.32							

Tableau IV.11 : bilans centrés β_t pour les 8 glaciers de la côte ouest (en m eqe). Pour le Paakitsup Sermia, la valeur est tirée de Braithwaite (1992b). Les ensembles analysés dans les paragraphes suivants sont encadrés

Les périodes d'étude sont relativement courtes, avec très peu d'années communes. Les comparaisons des différentes séries doivent alors être réalisées sur des sites restreints et pour des périodes assez réduites. On présentera ici trois des cas étudiés : l'étude commune des deux glaciers voisins (distance de 5 km) Nordbo et Vahaltinde sur 1979-83, l'étude des trois glaciers Qamanarsûp, 1CG14033, Qapiarfiup sur 1982-85 situés à 200 km l'un de l'autre et enfin l'étude des deux glaciers Paakitsup et 1CG14033 sur 1983-87 et distants de 600 km. Cette étude fournit ainsi un découpage varié aussi bien sur les périodes que sur la distance séparant ces glaciers.

La figure IV.36 présente les bilans centrés pour ces trois cas, recentrés sur la période de mesure commune aux différentes séries de chaque plan d'expérience.

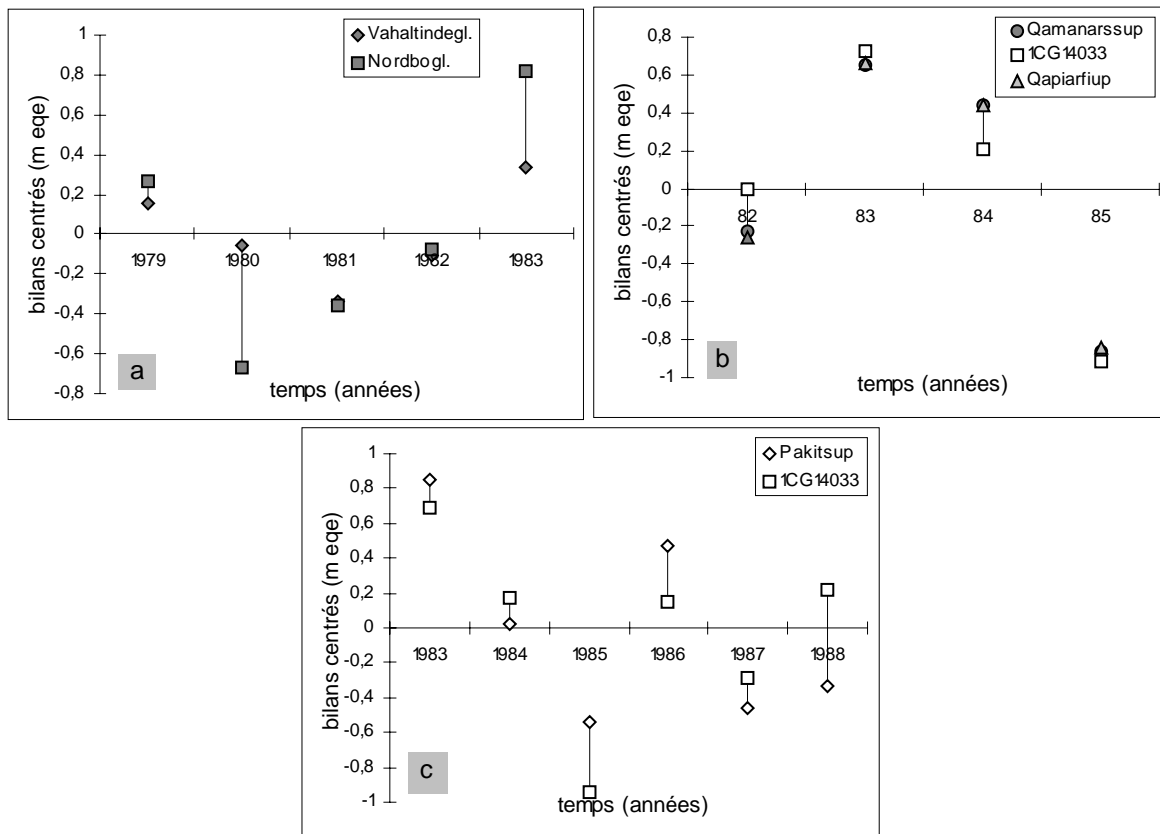


Figure IV.36 : déviations par rapport à la moyenne (m équiv. eau) en fonction du temps pour les 3 ensembles du sud-ouest de la zone d'ablation. a) Vahaltindegletscher et Nordbogletscher sur 1979-1983, b) Qamanarsup, Qapiarfiup et glacier 1CG14033, sur 1982-1985 et c) Paakitsup et 1CG14033, sur 1983-1988

Malgré les distances variées séparant les jeux de données, les résultats pour les trois découpages retenus sont quasi identiques : les variations des bilans centrés sont similaires malgré des fluctuations inter-annuelles d'apparence aléatoire pour chacun des glaciers. La variabilité annuelle sur les bilans centrés β_t est assez forte, puisqu'elle atteint 2 m (± 1 m eqe). Ainsi, les données de bilans mesurées sur un faible nombre d'années doivent être considérées

avec prudence car une courte période n'est pas forcément représentative du climat de ce site. Ainsi, d'après Braithwaite (1992), la période de mesure 1978-1983 sur le Nordbogletscher est un peu plus froide que la moyenne sur 1961-1990.

Dans cette zone d'ablation, les résultats des comparaisons sont raisonnablement cohérents. Ils sont en accord avec ceux observés dans les Alpes ou en Scandinavie : les déviations par rapport à la moyenne montrent des structures communes pour des distances avoisinant les 600 km. Les 30 à 40 % de variance non expliqués sont en partie dus à la distribution naturelle spatiale du climat, qui varie le long de la côte mais aussi aux imprécisions de mesure des bilans : par exemple les dates de fin de mesure ne sont pas identiques pour chaque glacier et pour toutes les années (les différences entre un mois de fonte supplémentaire peuvent atteindre 1 m), la faible densité des réseaux de balises par rapport aux surfaces mises en jeu, la difficulté des mesures de densité... Malheureusement, il n'y a que très peu d'informations sur les erreurs de mesures. Braithwaite et Olesen (1989) ont estimé cette erreur à 20 cm d'eau sous de meilleures conditions pour les balises du glacier Qamanârsûp, ce qui est comparable avec les estimations d'autres massifs de montagne (Cogley, 1998).

IV.3.3 LA ZONE D'ACCUMULATION AU CENTRE DE LA CALOTTE

Cette région est la plus documentée du Groenland. Les différents sites présentés au Chapitre II pour cette région sont à nouveau résumés sur la figure IV.37.

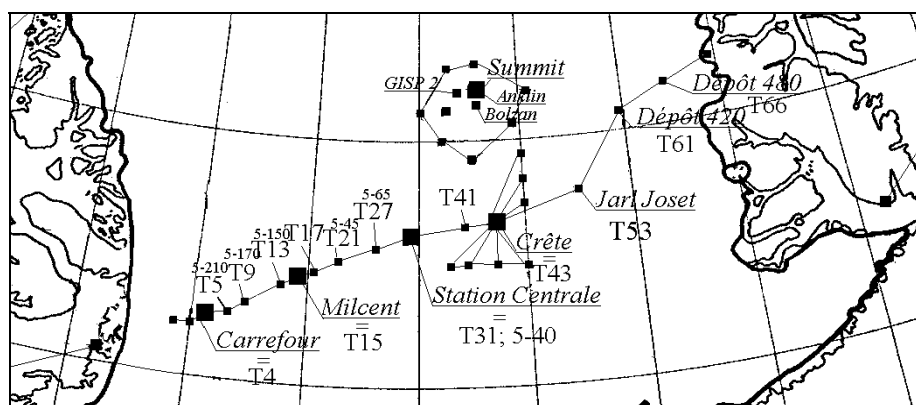


Figure IV.37 : carte des mesures de bilans réalisées sur le centre de la calotte du Groenland. Les différentes appellations des sites sont tirées de la littérature. Aux environs de 70°N, 4° de longitude (espace entre 2 traits verticaux) représentent 155 km. Entre deux traits horizontaux, les 3° de latitude représentent 330 km

Deux types d'analyses sont possibles dans cette région centre : une analyse locale (site par site) qui consiste à comparer pour un même site les différentes séries de données existantes publiées, et une analyse globale (inter-site) afin d'établir des structures dans les variations des

différents sites plus ou moins distants les uns des autres, comme nous l'avons fait pour les autres massifs.

IV.3.3.1 analyse locale du bilan site par site

Dans la zone d'accumulation, plusieurs carottages forés approximativement au même site conduisent à deux ou trois séries de bilans dont les périodes sont parfois communes (cf. tableaux II.27 et II.40 du Chapitre II). Dans ce cas, le premier pas de l'analyse est la corrélation simple des données de bilans dans le but, soit d'établir (ou de choisir) une série unique représentative pour chaque site, soit pour obtenir une série plus longue. Ce type d'analyse est possible aux forages suivants : T4 (= Carrefour, où l'on dispose de séries de 3 auteurs différents), T15 (= Milcent, 4 séries), T31 (= Station Centrale, 3 séries), T41 (= Crête, 3 séries), T53 (= Jarl Joset, 2 séries) et T61 (= Dépôt 420, 2 séries). Tous ces sites sont situés sur la ligne EGIG de la région centre. A la station de Summit, les différents carottages sont trop dispersés pour être considérés comme un site identique ; ils seront donc traités dans le paragraphe "analyse globale du bilan inter-site".

Ces sites ont tout d'abord été corrélés par paire sur leurs périodes communes (tableau IV.12).

<i>sites</i>	<i>paires de séries</i>	<i>période</i>	<i>méthode</i>	<i>R</i>
Carrefour	Pourchet (non publ.)	1959-67	strati	0.06
	Ambach (1970)	(9 ans)	isotopie	
	Ambach (1970)	1951-55	isotopie	0.44
	Benson (1962)	(5 ans)	strati	
Milcent	Pourchet (non publ.)	1959-67	strati	0.79
	Dansgaard (1975)	(9 ans)	isotopie	
	Dansgaard (1975)	1951-55	isotopie	-0.38
	Benson (1962)	(5 ans)	strati	
	Dansgaard (1975)	1956-60	isotopie	0.35
	de Quervain (1969)	(5 ans)	strati	
Station Centrale	Pourchet (non publ.)	1948-60	strati	0.74
	de Quervain (1969)	(13 ans)	strati	
	Pourchet (non publ.)	1947-55	strati	0.48
	Benson (1962)	(9 ans)	strati	
	de Quervain (1969)	1948-55	strati	0.50
	Benson (1962)	(8 ans)	strati	
Crête	Pourchet (non publ.)	1954-68	strati	0.65
	Clausen (1988)	(15ans)	isotopie	
	Pourchet(imp.)	1954-60	strati	0.49
	de Quervain (1969)	(7 ans)	strati	
	de Quervain (1969)	1952-60	strati	0.04
	Clausen (1988)	(9 ans)	isotopie	
Jarl-Joset	Pourchet (non publ.)	1953-60	strati	0.91
	de Quervain (1969)	(8 ans)	strati	
Dépôt 420	Pourchet (non publ.)	1953-59	strati	0.32
	de Quervain (1969)	(7 ans)	strati	

Tableau IV.12 : coefficients de corrélation R entre les séries disponibles pour chacun des 6 sites de la ligne EGIG. Les chiffres en gras indiquent les coefficients significatifs à 5% (strati = méthode stratigraphique)

Les coefficients de corrélation ne sont significatifs au seuil de 5% que pour un petit nombre de paires. A la station de Carrefour, les données de Pourchet (non publié), Ambach (1970) et Benson (1955) sont en désaccord. Les données de Pourchet à Carrefour et Milcent, distants de 150 km, ne sont pas non plus corrélées ($R=0.35$), alors que les données de Ambach à Carrefour et celles de Pourchet à Milcent le sont nettement plus ($R=0.61$). Selon M. Pourchet, l'année 1966 pourrait être en réalité le résultat de deux années d'accumulation. A la station Carrefour, située assez proche de la marge de la calotte, la fusion estivale peut intervenir en surface. Si cette eau de fusion regèle en profondeur, les couches annuelles se confondent et la stratigraphie peut devenir délicate. Dans la suite, nous utiliserons la série de Ambach à Carrefour.

Les résultats de ces corrélations sont donc peu élevés dans l'ensemble, ce qui est surprenant étant donnée la proximité des séries comparées. Il semblerait que dans beaucoup de cas, une série issue d'un forage ne soit pas systématiquement reproductible d'un carottage à l'autre. Par conséquent, même si certaines corrélations sont significatives, il ne semble pas justifié d'établir une série moyenne d'accumulation à chaque site à partir des différentes séries disponibles, ni même une longue série construite à partir des séries successives.

IV.3.3.2 analyse globale du bilan inter-sites

Dans cette région centre de la zone d'accumulation, la répartition géographique des données nous incite à réaliser un découpage de cette région en trois ensembles que nous détaillerons : la ligne EGIG (analysée dans le paragraphe b), la région de Crête et celle de Summit (paragraphe d). L'axe EGIG sera divisé en trois sous ensembles : parties ouest (paragraphe c), centre (paragraphe d, puisque la partie centre inclut Crête et Summit) et est (paragraphe e). Dans le paragraphe a) qui suit, nous présentons le tableau global des résultats pour tous les ensembles, résultats qui sont ensuite détaillés dans les paragraphes b, c, d et e.

a) l'ensemble de la région centre en zone d'accumulation

Afin d'établir des structures régionales et globales des variations du bilan pour des distances supérieures à celles d'un unique site, on compare les différents sites entre eux, comme nous l'avions précédemment réalisé pour les glaciers des différents massifs de l'hémisphère nord.

Ces comparaisons sur l'ensemble de la région centre sont possibles pour différents ensembles. Dans le tableau IV.13, nous présentons les résultats des analyses en composantes principales sur l'ensemble de la ligne EGIG tout d'abord, puis sur les parties ouest, centre et est de la ligne ainsi que quelques résultats sur les carottages de Crête et Summit.

<i>ensembles</i>	<i>Ref.</i>	<i>sites</i>	<i>Dist.</i>	<i>Période</i>	<i>1st fac</i>
Toute ligne EGIG					
1	Am, P	Ca, M, SC, Cr, JJ, D420, D480	680	1959-68	39.3%
2	An	T5, T9, T13, T17, T21, T27, SC, T41, Cr, S	460	1983-89	74.3%
Partie ouest de la ligne EGIG					
3	Be	Ca, T5, T9, T13, M, T21, T27, SC	300	1951-55	60.5%
4	Am, P	Ca, T15, SC	300	1959-67	68.1%
5	An	T5, T9, T13, T17, T21, T27, SC	260	1983-89	85%
6	Am, D, P	Ca, M, SC	300	1949-67	47.3%
Régions centre, Crête et Summit					
7	Cl	Cr, A, B, C, D, E, F, G, H	180	1943-73	58%
8	Bo, Al, L	p. GISP2, GISP2, L	30	1953-72	46.2%
9	An, Bo, Al	An, p. GISP2, GISP2	30	1970-86	57%
10	Bo	8 sites autour Summit	130	1964-88	33.4%
11	An	T41, Cr, S	210	1979-89	76.5%
Partie est					
12	P	JJ, D420, D480	180	1957-68	58.7%
13	de Q	JJ, D420	70	1953-59	(75%)

Tableau IV.13 : premiers facteurs d'une analyse en composantes principales réalisée sur différents ensembles (numérotés dans la colonne 1) au centre du Groenland. La distance (colonne 4) est la distance approximative séparant les sites les plus éloignés (en km). La valeur entre parenthèses de l'ensemble 13 est la variance commune entre les deux séries. Abréviations pour les auteurs : Al : Alley (1997), Am : Ambach (1970), An : Anklin (1994), Be : Benson (1962), Bo : Bolzan (1994), Cl : Clausen (1988), D : Dansgaard (1975), L : Langway (1985), P : Pourchet (non publ.), de Q : de Quervain (1969). Abréviations pour les sites : Ca : Carrefour (=T4), M : Milcent (=T15), SC : Station Centrale (=T31), Cr : Crête (=T43), S : Summit, JJ : Jarl-Joset (=T53), D420 : Dépôt 420 (=T61), D480 : Dépôt 480 (=T66), p. GISP2 : part de la campagne GISP2. Quand le site n'a pas de nom, la lettre représente l'auteur (eg. : L = Langway)

b) l'ensemble de la ligne EGIG

Trois grandes expéditions fournissent la majorité des données annuelles le long de cette ligne EGIG : celles de Pourchet (non publ.), Benson (1962) et Anklin (1994). Les données ne couvrent pas les mêmes périodes, et ne sont pas exactement mesurées aux mêmes sites. Chacun de ces trois ensembles est analysé avec le maximum de sites (ensembles numérotés 1, 2 et 3 dans la colonne 1 du tableau IV.13). Dans le regroupement numéro 1, nous avons remplacé la série de Ambach (1970) pour Carrefour par celle de Pourchet.

Pour ces trois ensembles, la figure IV.38 illustre la corrélation entre le site le plus à l'ouest et les autres sites de la ligne en fonction de la distance les séparant.

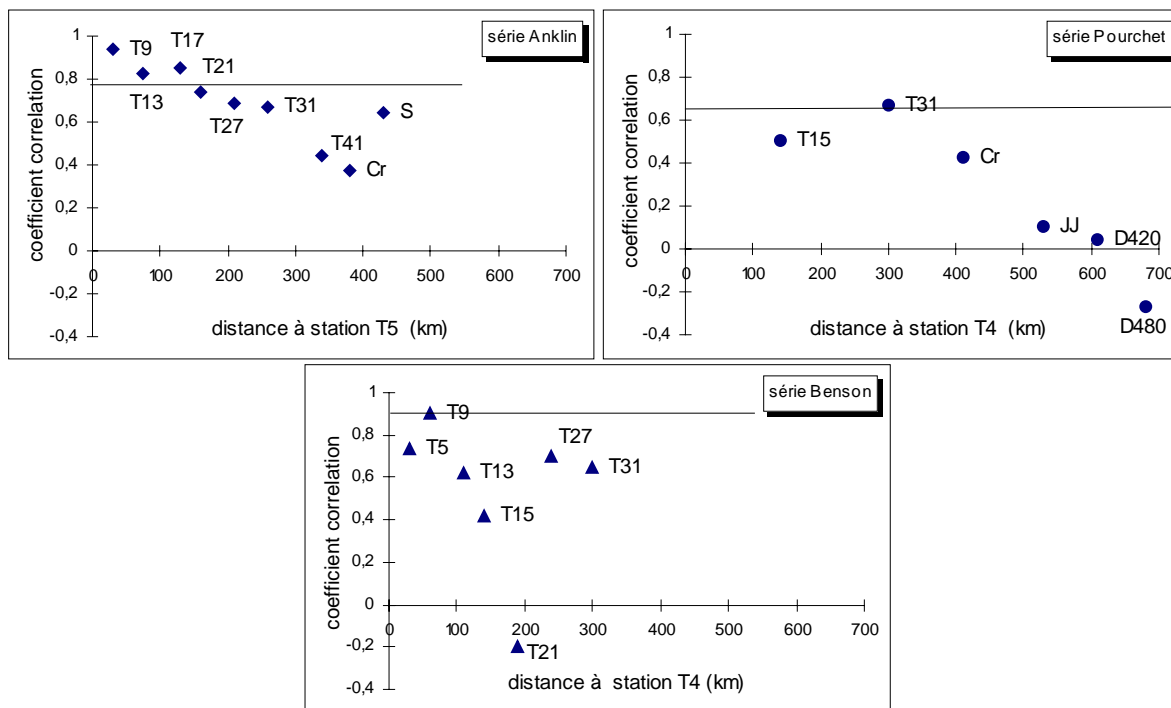


Figure IV.38 : corrélations (R) entre le site le plus à l'ouest de chaque série et les autres sites le long de la ligne EGIG, en fonction de la distance entre les sites. Les trois parties de la figure représentent les ensembles 1, 2 et 3 du tableau IV.13. Les lignes horizontales représentent le seuil de signification à 5% (Anklin, 1994 ; Pourchet, non publié ; Ambach, 1970 ; Benson, 1962)

La corrélation entre des sites voisins est assez forte, mais elle décroît plus ou moins avec la distance. Les corrélations des sites situés à l'ouest avec des sites au centre ou à l'est de la ligne EGIG sont la plupart du temps nulles ou non significatives.

La figure IV.39 décrit les moyennes et les écart-types des différents sites en fonction de la distance au site le plus occidental de l'ensemble.

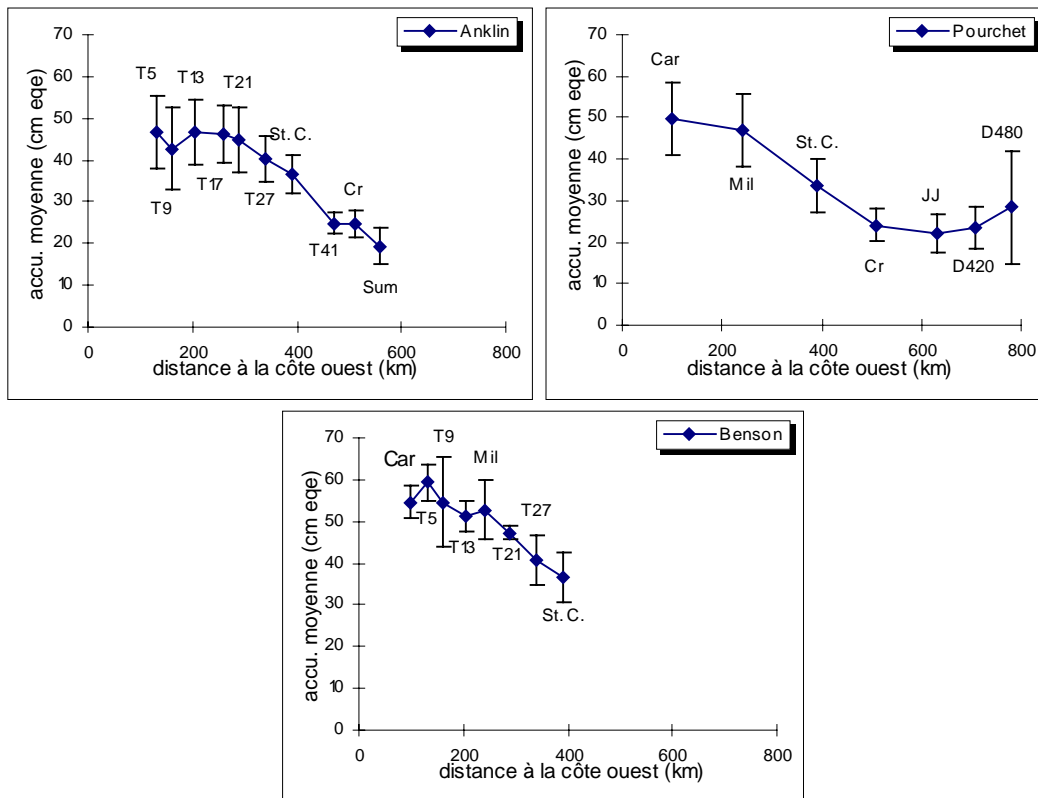


Figure IV.39 : accumulations moyennes et écart-types en fonction de la distance à la côte ouest, pour les ensembles 1, 2 et 3

Les conditions d'accumulation varient fortement depuis le bord occidental jusqu'au centre de la zone d'accumulation. En marge de la calotte, le bilan est en moyenne deux fois plus élevé qu'au centre (50 cm eqe/an contre 25 cm eqe/an). L'écart-type varie également suivant le même gradient ouest-est (de 10 cm eqe au bord à 5 cm eqe au centre). Comme le souligne Scorer (1987), le Groenland constitue une barrière orographique à l'entrée des masses d'air à l'intérieur du continent. Il existe un fort gradient de précipitations qui décroît en pénétrant sur l'Inlandsis où l'on passe alors d'un climat océanique à un climat continental.

Ces caractéristiques sont moins visibles sur les données de Benson. Cette série étant déduite d'un graphe, il semble que cette méthode lisse les variations et réduise alors l'écart-type des bilans.

Nous détaillons maintenant ces caractéristiques globales en réduisant ces ensembles sur les parties ouest, est et centre de la calotte, pour des échelles spatiales ne dépassant pas 300 km.

c) partie ouest de la ligne EGIG

Les ensembles 4 et 5 du tableau IV.13 correspondent aux ensembles 1 et 2 mais réduits à la partie ouest (carte IV.37).

L'analyse en composantes principales (dernière colonne du tableau IV.13) est plus élevée que précédemment, indiquant que des variations inter-annuelles communes apparaissent pour chacun de ces ensembles, plus particulièrement pour le 5 (données de Anklin, 1994). Nous avons cherché à mettre en évidence les structures des différentes séries sur la figure IV.40, représentant les déviations par rapport à la moyenne pour les plans d'expérience 3, 4 et 5.

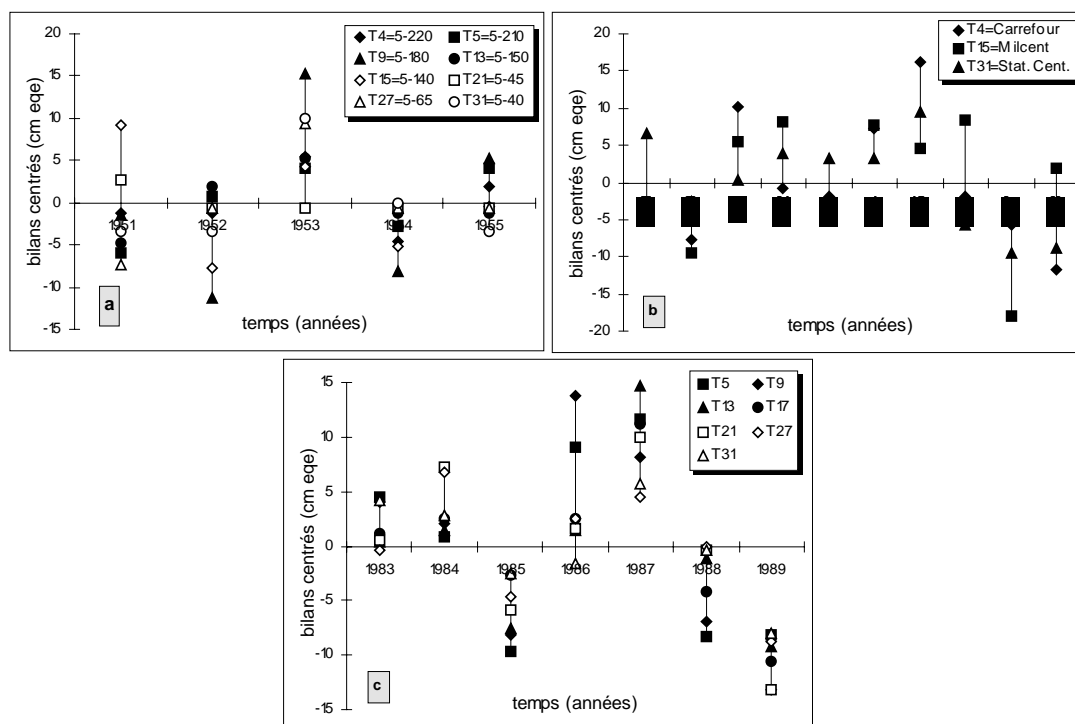


Figure IV.40 : déviations par rapport à la moyenne (cm d'eau) pour la partie ouest de la ligne EGIG.
a) ensemble 3 (Benson, 1962), b) 4 (Pourchet, non publié et Ambach, 1970), c) 5 (Anklin, 1994)

Des variations communes du bilan sont visibles pour des distances de l'ordre de 300 km. Par exemple, 1989 est l'une des années avec le plus faible taux d'accumulation et cette caractéristique se retrouve à chacun des sites. Cependant, pour certaines années comme 1986 (cas du plan d'expérience numéro 5), les données sont très dispersées autour de la moyenne. Ces particularités peuvent être liées aux erreurs de mesures de terrain¹⁰, ou aux ondulations de terrain locales dues à la déposition de neige par le vent qui modifie la topographie de surface et donc l'accumulation.

Pour ces trois cas analysés (3, 4 et 5), chacun des points d'un ensemble était propre à une même expédition. Pour Carrefour, Milcent et Station Centrale, il est possible également de comparer les travaux indépendants de Ambach (1970), Dansgaard (1975) et Pourchet (non publ.) sur la période 1946-1967 (plan d'expérience numéro 6). Le premier facteur d'une ACP

¹⁰ Anklin (1994) estime ces erreurs inférieurs à 300 mm d'eau avec les mesures chimiques au peroxyde d'hydrogène

est seulement de 47%. Cette valeur est faible par rapport aux résultats précédents où l'on comparait ces trois sites mais mesurés par une même expédition, et en particulier par rapport au numéro 4 qui couvrait la même surface et comportait le même nombre de variables dans l'ACP¹¹. Ces remarques sont en accord avec les résultats du tableau IV.12, puisque comparer les résultats de différentes expéditions conduit semble-t-il rarement à un résultat cohérent.

D'autre part, aucune tendance (augmentation ou diminution) n'apparaît sur les séries d'accumulation de ces stations sur les périodes étudiées (1951-55, 1959-68 et 1983-89). Sur les plus longues et plus anciennes données de Milcent et Station Centrale entre 1911 et 1931 (Dansgaard, 1975 et Diamond, 1956), la tendance n'est pas plus significative. Les valeurs moyennes restent autour de 50 et 25 cm eq/an respectivement.

d) centre de la ligne EGIG, régions de Crête et de Summit

Dans cette région centrale, quelques ensembles correspondent à des groupes de séries issues du même travail (par exemple, les huit sites autour de Crête (Clausen, 1988 ; ensemble numéro 7), les huit sites autour de Summit (Bolzan, 1994 ; ensemble 10) ou la plus récente série d'Anklin (1994 ; ensemble 11), alors que d'autres compositions regroupent des travaux indépendants (ensembles 8 ou 9). Tous couvrent une surface inférieure à 300*300 km.

Les différences d'ACP d'un ensemble à un autre sont importantes : de 77% (plan d'expérience 11) à 33% (plan 10). Paradoxalement, le set pour lequel l'ACP est la plus forte est également celui qui couvre la plus large surface, mais là encore, seules trois variables sont utilisées. Dans cet ensemble 11, les déviations par rapport à la moyenne montrent de fortes structures, sur les 210 km séparant les trois sites.

Autour de la station de Summit¹² (ensembles 8 et 9), les résultats de l'ACP sont plutôt faibles. Les coefficients de corrélation ne sont pas non plus significatifs (tableau IV.14).

	<i>Bolzan</i>	<i>Anklin</i>	<i>Langway</i>	<i>Alley</i>
Bolzan	1	0.09 (17)	0.41 (20)	0.22 (34)
Anklin		1	/ (3)	0.73 (19)
Langway			1	0.35 (68)
Alley				1

Tableau IV.14 : corrélations (R) entre les 4 séries d'accumulation autour de la station de Summit (Langway, 1985; Bolzan, 1994; Anklin, 1994 et Alley, 1997). Les nombres entre parenthèses représentent le nombre d'années en commun entre deux séries. Si la période commune est trop petite, le symbole est /. Les chiffres en gras sont les valeurs significatives

¹¹ l'ACP calculée sur trois variables est toutefois d'un intérêt limité, la somme devant donner 100%

¹² cet ensemble est traité dans cette analyse globale parce que les distances entre les sites sont supérieures à 30 km et ne peuvent être considérées comme représentant le même carottage. Il en est de même pour la station de Crête

Les variations inter-annuelles ne se retrouvent donc pas d'un site à l'autre. Comme le soulignent Appenzeler et al. (1998a), il y a un fort bruit annuel dans le signal de l'accumulation et il est alors plus intéressant d'ôter ces hautes fréquences pour ne garder que les tendances du signal principal. Les déviations par rapport à la moyenne cumulées permettent ce traitement sur les séries de Langway et Alley (figure IV.41).

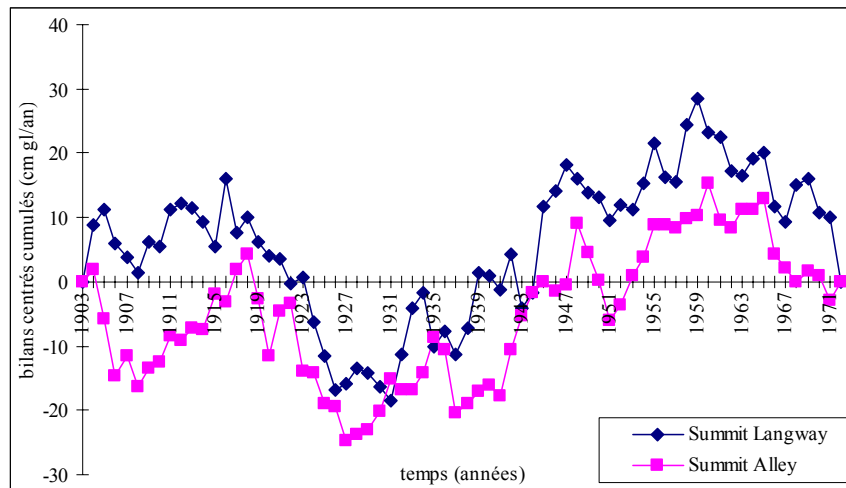


Figure IV.41 : cumuls des déviations par rapport à la moyenne des séries de bilans de Langway (1985) et Alley (1997) sur la période commune 1903-1972 (en cm glace/an).

Ainsi, les deux séries de Langway (1985) et Alley (1987) montrent quelques caractéristiques communes, bien que les corrélations soient peu élevées entre les séries de valeurs annuelles. Si les valeurs annuelles sont faiblement corrélées, en revanche, l'accumulation moyenne annuelle est la même pour tous les sites. Par exemple, à Summit, elle reste autour de 22 cm eq/an (les différences se comptent en mm).

Ainsi, il semble que pour les ensembles 7 à 11, les valeurs moyennes sur plusieurs années donnent plus d'indications fiables que les variations annuelles. Ceci est rassurant pour l'estimation d'un bilan moyen à partir des données disponibles dans cette région.

Pour la région de Crête (ensemble 7), les corrélations des valeurs annuelles sont également très faibles. Le signal des déviations par rapport à la moyenne est représenté sur la figure IV.42.

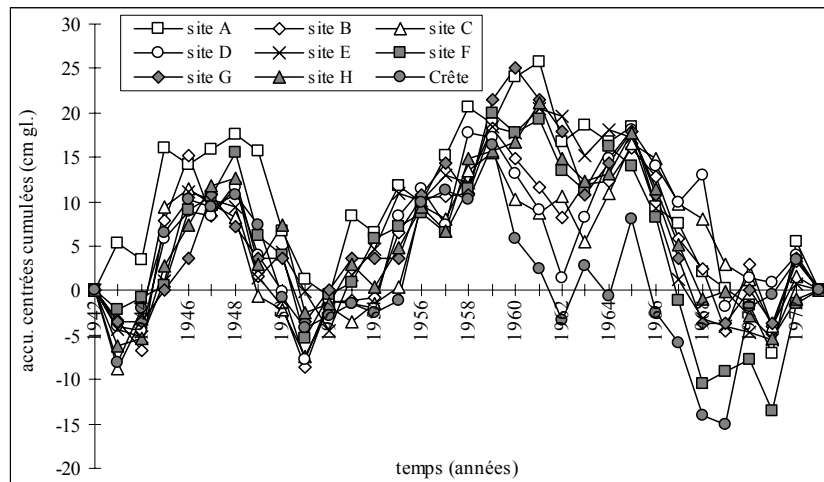


Figure IV.42 : accumulations centrées cumulées de Crête et son voisinage (cm gl./an) pour 1943-1972 (Clausen, 1988)

Les valeurs des corrélations sont faibles, mais le signal des bilans centrés montre une structure cohérente de variations sur les 200 km séparant les sites. Les valeurs moyennes autour de Crête montrent également des variations, avec des stations plus arrosées que d'autres (moyennes aux sites B, C, D de l'ordre de 33 cm de glace contre 22 autour des sites E, F et G). Ces différences reflètent le gradient ouest-est des précipitations.

e) partie est de la ligne

Dans cette région, très peu d'analyses sont possibles, étant donné le nombre de mesures réalisées. Les seules données exploitables sont fournies par Pourchet (ensemble 12) et de Quervain (1969, ensemble 13). Le faible résultat d'ACP du plan d'expérience numéro 12 est largement causé par les données à la station Dépôt 480, car l'écart-type est très élevé par rapport à celui des deux autres stations (14 cm d'eau contre seulement 5 cm pour D420 et 4 cm pour Jarl Joset).

IV.3.4 - PARTIE NORD DE LA CALOTTE

Dans le Nord, six expéditions fournissent les plus longues séries exploitables pour ces analyses : deux à Site 2 (Bader, 1955 ; Benson, 1962), une au site voisin de Camp Century (Nijampurkar, 1990) (malheureusement, il n'y a pas d'années communes avec Site 2), celles de Humboldt et NASA-U (Anklin, 1998) et la suite de la traverse de Benson (1962).

A Site 2 (altitude 1700 m), il n'y a aucune corrélation entre les deux séries ($R=0.04$) sur les 22 années communes entre 1933 et 1954. Les deux séries sont issues de la même méthode de détermination des couches annuelles, la méthode stratigraphique. Dans la série de Bader, la

moyenne et l'écart-type sont respectivement 40 cm et 10 cm d'eau alors qu'ils ne sont que de 21 et 4 cm d'eau pour Benson sur la même période. Cette analyse locale rejoint les résultats déjà évoqués pour le centre de la calotte, c'est à dire de faibles corrélations lorsque les travaux de mesures sont indépendants.

Si l'on veut alors analyser les données d'une même expédition, le groupe de Benson est le seul qui a une distribution assez dense pour permettre une analyse de variance. La figure IV.43 présente les moyennes et les écart-types pour toutes les stations, depuis la station 1-0 en marge de la calotte au nord ouest jusqu'à la station à 4-0¹³.

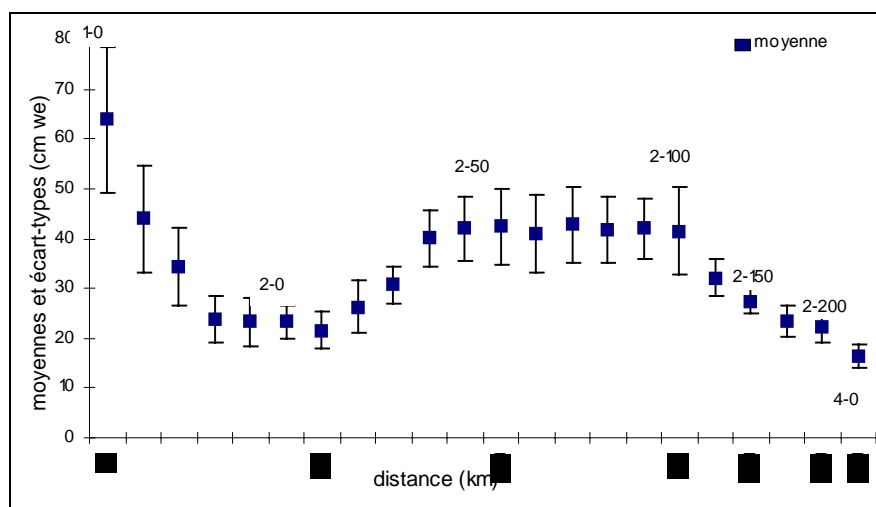


Figure IV.43 : moyennes et écart-types des stations du Nord de la calotte, sur la période 1943-1955, pour les stations 1-0 à 4-0, en fonction de la distance à la côte ouest. Données de Benson (1962)

Comme nous l'avions précédemment observé sur la ligne EGIG, l'écart-type diminue brutalement depuis les bords jusqu'au centre de la zone d'accumulation. Les faibles valeurs observées à Site 2 sont probablement dues à la déviation vers le Nord que fait la traverse pour cette station. Site 4 a les plus faibles moyenne et écart-type observés de notre travail : 16.5 et 2.4 cm eqe respectivement.

Les résultats d'ACP pour plusieurs sections de la traverse de Benson de Site 1 à Site 4 (section ouest-est) et de Site 4 à Site 5 (section centrale nord-sud) sont reportés dans le tableau IV.15.

¹³ on inclut également dans cette figure des stations intermédiaires qui n'ont pas de nom et qui, pour des raisons de clarté, n'apparaissent pas sur la carte dans le Chapitre II

<i>sites</i>	<i>distance max.</i>	<i>facteur 1</i>
1-0 à 4-0 (22 sites)	450 km	57.7%
1-0 à 2-0 (6 sites)	100 km	52.5%
2-0 à 2-100	120 km	75.9%
2-100 à 2-200	160 km	57%
2-150 à 4-0	140 km	53.3%
4-0 à 5-0	700 km	49.3%
4-0 à 4-250	400 km	39.6%
4-250 à 5-0	300 km	73.9%

Tableau IV.15 : premiers facteurs de l'ACP pour différents ensembles de la traverse Nord des stations 1-0 à 4-0 et de 4-0 à 5-0 (Benson, 1962). Les périodes sont respectivement 1943-1955 et 1946-1955

Ces résultats sont du même ordre de grandeur que ceux observés dans d'autres régions au centre de la calotte. De 2-0 à 2-100, on relève la plus forte ACP pour ces 10 sites dont les plus éloignés sont distants de 220 km.

IV.3.5 - LA CALOTTE EN GENERAL

Nous venons d'analyser les distributions de bilans de masse à l'intérieur de secteurs spécifiques de la calotte. Cependant grâce aux carottages profonds de la zone d'accumulation, il est possible de comparer le bilan de masse sur des échelles plus importantes. Ces sites pour lesquels de longues séries existent sont Dye 3, dans le sud, Milcent, Station Centrale, Crête, Summit dans le centre, et Site 2, Humboldt et NASA-U dans le nord. Toutes les analyses en composantes principales ont été calculées entre les différents sites. Seul l'ensemble formé par Site 2 (Benson, 1962), Summit (Langway, 1985) et Dye 3 (Nijampurkar, 1990) forme une ACP significative avec 57% de la variance expliquée comme une corrélation temporelle (sur 1943-1955). Cependant, cette ACP n'est calculée que sur trois variables. Le résultat n'a donc pas une grande signification.

Ces faibles résultats ne sont pas surprenants, vues les mauvaises corrélations obtenues dans les paragraphes précédents sur des sites plus proches. Si les variations annuelles ne sont pas cohérentes, il est cependant possible d'utiliser un filtre sur les années afin d'ôter les hautes fréquences (le bruit inter-annuel du signal). Différents choix de filtres sont possibles. D'après nos essais, il semble que le filtre sur 10 ans représente le mieux les variations communes. Ainsi, nous avons comparé toutes les longues séries disponibles. Toutes les caractéristiques ne se retrouvent pas d'un site à l'autre (par exemple, Site 2 et Humboldt ne connaissent pas du tout les mêmes variations or ces deux sites sont relativement proches) ou bien les séries sont trop courtes pour de tels filtres (par exemple, celles de Bolzan et Anklin). Nous avons été

amené à réduire le nombre de sites pour ne comparer les variations que sur les 5 longues séries NASA-U, Milcent, Crête, GISP et Summit (Langway) (figure IV.44).

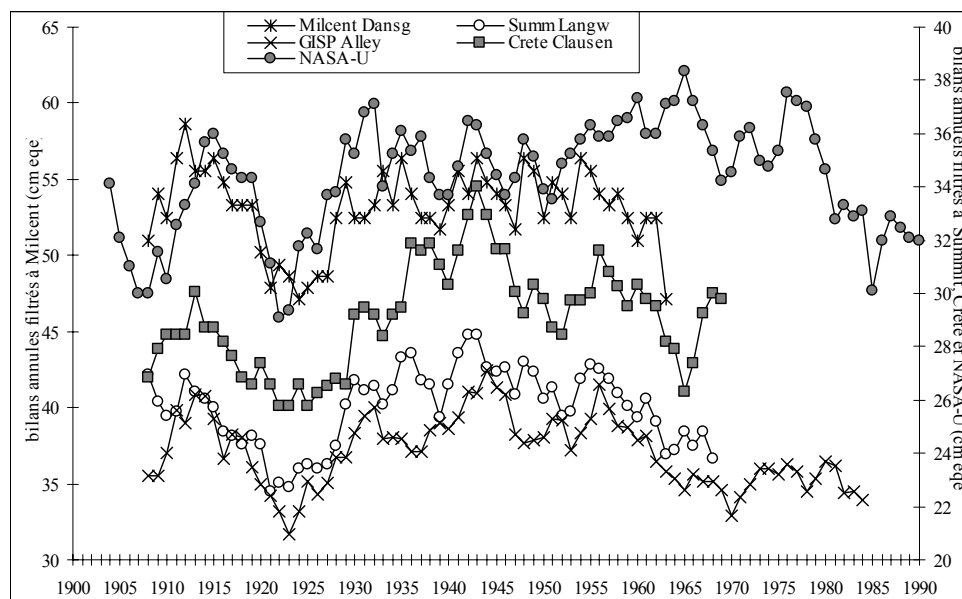


Figure IV.44 : bilans annuels filtrés sans pondération (cm eqe) pour les stations de Milcent (axe vertical de gauche), de Crête, NASA-U, Summit et GISP (axe vertical de droite). Le filtre est de 10 ans

Des tendances communes se dégagent nettement entre ces différents carottages filtrés, comme par exemple le creux très prononcé des accumulations au début des années 1920, ou la hausse des bilans au début des années 1940. Ces courbes sont rassurantes quant au choix de la valeur moyenne du bilan sur toute une série comme estimation du bilan moyen d'une région : même si annuellement les données sont très peu corrélées, les tendances globales sont assez similaires, comme par exemple sur cette région centre.

IV.3.6 - DISCUSSION DES RESULTATS DE LA ZONE D'ACCUMULATION

En zone d'accumulation, les résultats sont plus variés qu'ils ne l'étaient en zone d'ablation. Pour des sites voisins (distants de quelques mètres à quelques km seulement), aucune corrélation n'apparaît, alors que pour d'autres ensembles distribués sur des distances plus importantes, les analyses indiquent quelques cohérences dans les variations annuelles.

Si l'on discute les bons résultats de cette zone d'accumulation, on remarque que les distances de cohérence sont plus petites que celles de la zone d'ablation (pas plus de 300 km). Ces différences peuvent s'expliquer de plusieurs façons. Les bilans en zone d'ablation sont en général assez bien reliés aux températures, dont les variations annuelles sont souvent cohérentes sur de larges distances, alors que les bilans en zone d'accumulation sont plus fortement liés aux précipitations dont la variabilité spatiale est importante.

Les différences entre les séries des deux régions sont de plus augmentées par les différentes moyennes et les écart-types des données elles-mêmes puisque ces paramètres sont en effet plus importants en zone d'ablation qu'en zone d'accumulation. Pour cette dernière, les moyennes et les écart-types diminuent de la marge de la calotte jusqu'au centre, où ils ne diffèrent pas beaucoup des incertitudes de mesure, comme par exemple celles causées par les rugosités de surface. L'est et l'ouest de la calotte sont sujets à différentes influences maritimes. La zone de transition est la région centre avec les sites de Summit et de Crête. Cette situation de la région centre, de même que les faibles accumulations expliquent probablement pourquoi les variations communes du bilan de masse ne dépassent pas les 200 km dans cette région.

Si l'on discute ensuite des "mauvais" résultats de la zone d'accumulation, les phénomènes sont plus difficiles à comprendre. Dans la plupart des cas, la situation géographique des ensembles mis en jeu est la même que pour celle où l'ACP était bonne. Par exemple, les ensembles 7 (Crête et ses voisins), 9 (Summit et ses voisins) et 11 (T41, Crête et Summit) ont des situations géographiques comparables, mais les résultats de l'ACP passent de 33% à 77% (tableau IV.13). Ces ensembles sont constitués de travaux indépendants.

Pour la région de Summit, nous avons détaillé les comparaisons, en calculant l'ensemble des corrélations de chaque paire de séries, quand une période commune existait. Il en résulte que les scores de l'ACP dépendent uniquement d'une seule paire, formée par les séries de Anklin et Alley (les autres corrélations ne sont pas significativement différentes de zéro). Si les déviations cumulées par rapport à la moyenne sont comparées, des similarités apparaissent mais elles ne sont pas synchrones (figure IV.41 et 42). Un décalage d'un an réduit fortement un coefficient de corrélation, puisqu'il est entièrement basé sur la comparaison des données année par année. Selon Fisher et Koerner (1994) ou White et al. (1997), pour des carottages très proches de quelques kilomètres, le bruit peut être très important à cause des irrégularités des épaisseurs de chaque couche de glace. Différentes raisons peuvent expliquer ce résultat : une couche annuelle peut entièrement disparaître à cause d'un fort événement de fonte (Bader, 1955), ou par une érosion locale due au vent (selon Radok (1982), 60 à 70% de l'accumulation mesurée seraient le résultat de neige déposée par le vent). De plus, combiner plusieurs méthodes (stratigraphie, conductivité ou chimie) conduit souvent à des décalages.

IV.3.7 - CONCLUSION DES DONNEES DE BILANS AU GROENLAND

Malgré l'importance des expéditions et le nombre de bilans de masse mesurés au Groenland, la faible couverture spatiale et temporelle des données nous a conduit à découper la base de données globale en plusieurs groupes et à traiter ces régions séparément. L'analyse statistique est relativement réduite et se limite à une trentaine de sites qui sont comparables en partie seulement parce que les périodes ne se recouvrent pas ou peu. Ces séries sont essentiellement concentrées sur la marge ouest de la calotte et sur un profil est-ouest dans le centre (ligne

EGIG). Ainsi, 2/3 de la calotte environ ne sont pas couverts par des données utilisables pour ce genre d'analyses. Les résultats diffèrent grandement que l'on soit en zone d'accumulation ou en zone d'ablation.

En zone d'ablation, les variations inter-annuelles (atteignant 80 cm en dessous ou au dessus de la moyenne) sont cohérentes pour des distances de l'ordre de 600 km. Dans la zone d'accumulation, les écart-types varient de 10 cm près du bord à 5 cm dans le centre, et les valeurs moyennes de 50 à 25 cm. Les distances où des synchronicités peuvent être observées sont plus réduites qu'en zone d'ablation (de 400 à 200 km). Il est cependant remarquable de distinguer des structures communes au regard des faibles valeurs d'accumulation.

La variabilité annuelle du bilan de masse comparée à sa valeur moyenne n'est pas négligeable au Groenland : pour des sites en zone d'accumulation, ce rapport atteint 25% alors qu'il monte jusqu'à 30 à 50 % en zone d'ablation. Ainsi, estimer le bilan moyen en un site à partir d'une unique année de bilan est très incertain. Or, les estimations actuelles du bilan du Groenland utilisent toutes les données disponibles, y compris lorsqu'un point n'est mesuré qu'une seule fois. Considérant la forte variabilité géographique des mesures et la forte disparité temporelle des données disponibles, ces estimations doivent être validées par d'autres méthodes (par exemple par les mesures des satellites).

Il serait préférable comme l'ont réalisé Anklin (1994) en zone d'accumulation ou Van de Wal (1995) en zone d'ablation, que les sites de mesures déjà utilisés resservent aussi souvent que possible, dans le but de détecter des variations temporelles possibles dans l'évolution du bilan. Et si le bilan de masse de la calotte doit être établi à partir des moyennes des mesures de terrain, il serait judicieux que ces mesures soient effectuées tous les 200 à 400 km, avec des séries aussi longues que possible, et sur des périodes de mesures communes.

IV.4 - CONCLUSION

Ce Chapitre IV constitue le cœur de notre étude parce qu'il met en évidence la représentativité dans le temps et dans l'espace de la variable de bilan de masse et donc le rôle des glaciers comme témoins des fluctuations du climat. Les structures de cohérences varient suivant les massifs et également dans le temps. On observe ainsi de bonnes structures de variations du bilan comme en Scandinavie ou des dispersions très fortes comme dans la zone d'accumulation du Groenland. Ces schémas semblent également évoluer dans le temps, d'où la nécessité des longs suivis de bilans.

Cette étude nous montre que les glaciers répondent aux sollicitations du climat sur une échelle locale comme globale et que cette réponse varie suivant les sites. Cependant, pour comprendre ces réponses des glaciers au climat, il est nécessaire de relier la variable de bilan de masse aux variables climatiques sources : c'est le thème principal du Chapitre V qui traite de la relation bilan de masse-climat sur l'Atlantique nord.

CHAPITRE V

**RELATIONS BILANS DE MASSE GLACIAIRES - PARAMETRES CLIMATIQUES
A L'ECHELLE DE L'ATLANTIQUE NORD**

V.1 - INTRODUCTION

" *Tout phénomène de la nature est précédé de certains phénomènes qui en sont les causes, et suivi d'autres phénomènes qui en sont les effets. [...] Ainsi, quand nous commençons l'étude des [...] glaciers, l'intérêt de cette étude se trouvera grandement augmenté si nous envisageons non seulement leurs apparences actuelles, mais encore leur causes et leurs effets*" (Tyndall, 1873). Ce dernier chapitre s'intéresse ainsi aux relations entre fluctuations glaciaires (et en particulier celles du bilan de masse glaciaire) et d'autres paramètres qui seraient leurs causes et représenteraient les variations du climat. Le but de cette étude est ainsi de mieux comprendre quelles sont et ont été les réponses des glaciers aux sollicitations du climat. Ces fluctuations climatiques sont le plus simplement représentées par les variations des paramètres météorologiques. Parmi l'ensemble de ces variables, celles de températures et de précipitations semblent le plus facilement traduire le bilan de masse annuel à travers les deux phénomènes successifs d'accumulation (rôle des précipitations) et d'ablation (rôle des températures à travers les variations du bilan d'énergie). D'autres variables comme le vent, la pression atmosphérique ou l'humidité pourraient également être reliées au bilan, mais les données de ces paramètres sont souvent moins abondantes que celles des deux premiers et ne permettent pas des comparaisons sur de longues périodes. En complément des séries météorologiques, il existe également des indices de variabilité du climat représentant les différentes situations barométriques du globe. Sur l'hémisphère nord, et plus particulièrement sur l'atlantique nord, nous pouvons citer l'*Oscillation Nord Atlantique* et l'*Oscillation Arctique*.

S'il est tentant d'établir des relations entre le bilan de masse et ces différents paramètres sur tout l'hémisphère nord (comme nous avons cherché des structures de variations de bilans à l'intérieur de différents massifs), cette recherche nécessiterait d'une part une quantité importante d'informations météorologiques (dont nous ne disposons pas), et d'autre part d'un temps de travail très important. C'est pourquoi dans ce Chapitre V, nous ne détaillerons que le bassin Atlantique Nord, c'est à dire globalement les deux massifs (Alpes et Scandinavie) qui ont montré des structures cohérentes de variations des bilans (Chapitre IV).

Ce dernier chapitre s'articule en deux grandes parties. La première décrit brièvement les variations des paramètres de température, de précipitation et de l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique, afin de dégager les grandes tendances de leurs évolutions et les caractéristiques majeures de ces facteurs au cours du 20^{ème} siècle. L'intérêt de cette étude descriptive est multiple : au Chapitre IV, nous avons mis en évidence des échelles de la cohérence des séries de bilans de masse. Qu'en est-il des variations des paramètres sources ? Sur quelles distances sont-ils corrélés ? D'autre part, les bilans des glaciers des Alpes ont perdu de la masse récemment, ceux de Scandinavie en ont gagné, retrouve t-on ces événements sur l'analyse des séries de températures et de précipitations ? Dans cette partie, nous chercherons également à comparer l'indice de l'oscillation nord atlantique avec les variables météorologiques, afin de mieux comprendre l'impact de ce phénomène sur l'évolution de ces variables. L'échelle temporelle étudiée reste celle de la période instrumentale, c'est à dire globalement ne dépassant pas le siècle.

Dans la deuxième partie de ce chapitre, nous souhaitons relier le bilan de masse à ces différents paramètres. Cette étude permet ainsi de mieux cerner comment se relie le bilan aux variations du climat. Je commencerai tout d'abord par la relation avec les données météorologiques pour différents glaciers et différentes stations météorologiques. Un intérêt de cette étude est de permettre les reconstitutions des bilans sur de plus longues périodes que celles des mesures. Nous analyserons alors les longues séries de bilans reconstituées, à l'aide des séries déjà existantes de la littérature ainsi que des nouvelles séries sur lesquelles j'ai pu travailler, la stabilité de ces reconstitutions dans le temps étant l'une des questions fondamentales dans l'approche des relations glaciers-climat. Puis, je m'attacherai à l'étude particulière de la relation entre le bilan de masse et l'Oscillation Nord Atlantique. Cette étude devrait permettre de mieux comprendre certains des comportements variés des régions du bassin Atlantique nord rencontrés au Chapitre IV.

V.2 - VARIATIONS ET EVOLUTIONS DES PARAMETRES CLIMATIQUES

V.2.1 EVOLUTION DES TEMPERATURES

V.2.1.1 introduction

Les séries de températures sont relevées actuellement sur l'ensemble du globe, aussi bien sur les océans que sur les continents. La variable de température de surface de l'air est l'une des manifestations les mieux connues des modifications du climat dans le temps (Hansen et Lebedeff, 1988). La question d'un possible réchauffement de la planète au cours du 20^{ème} siècle (éventuellement induit par les activités humaines) est plus que toute autre manifestation des changements du climat au cœur des débats actuels. La température est également l'un des paramètres les plus simples à mesurer et le plus directement exploitable en terme d'évolution climatique. Beaucoup de programmes de recherche actuels tentent d'estimer une éventuelle augmentation de la température au cours du 20^{ème} siècle et nous pouvons citer par exemple les principaux travaux réalisés lors du programme IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change* ; 1990, 1992 ou 1995). Dans notre étude, il n'est pas envisagé de reprendre l'évolution des données de l'ensemble des stations météorologiques du globe¹ et je me limiterai à quelques sites et aux références de la littérature pour évaluer les caractères globaux de l'évolution de la température au cours du temps (évolution sur le siècle, évolution récente, corrélations entre différents sites, évolution par saisons).

V.2.1.2 l'évolution des températures avant les thermomètres

Bien que le thermomètre fut inventé par Galilée vers 1590, il fallut attendre de nombreuses années avant que les instruments standardisés n'apparaissent. Les registres des mesures instrumentales qui en découlent sont les seules sources directes d'informations des fluctuations passées de la température. Elles n'existent malheureusement que sur les trois derniers siècles pour quelques rares stations du globe et ne sont finalement exploitables que depuis environ 150 ans, les instruments et les modalités de mesure ayant constamment évolués au cours du temps. Avant l'avènement de ces instruments, les informations nécessaires pour reconstituer le "*puzzle climatique*" sont rassemblées dans des chroniques, des lettres, des agendas ou des registres commerciaux anciens. Ils font état des périodes d'ensoleillement, des nuages, de la maturité des cultures, du gel d'étendues d'eau...

Historiens et météorologues s'accordent cependant sur l'existence de trois grands épisodes se succédant au cours des mille dernières années : une période chaude entre les années 900 et 1300 souvent qualifiée de "*Petit Optimum Climatique*". Elle est suivie d'un refroidissement lent qui annonce la variation climatique la plus importante de ce millénaire, le "*Petit Age de Glace*" de 1550 à 1850. Enfin, la troisième période est le lent réchauffement amorcé depuis cette époque, jusqu'à aujourd'hui (Pfister, 1999 ; Jones 1990).

¹ ce travail est celui des spécialistes de la climatologie. Parmi les travaux les plus connus, on peut citer par exemple ceux de P.D. Jones

V.2.1.3 les températures au vingtième siècle sur le globe

L'évolution des températures sur l'ensemble du globe n'est développée ici que très brièvement et nous pourrions nous reporter aux travaux de la littérature traitant de ce sujet, comme par exemple ceux de Jones et al. (1992, 1999), Jones (1994a, b), Hansen et al. (1988), Groisman et al. (1994), Wigley et al. (1990). Ces auteurs ont travaillé sur un grand nombre de stations pour déterminer au mieux cette évolution, comme Jones (1994a) qui utilise 2961 stations réparties sur tous les continents comme sur les océans.

Jones et al. (1999) indiquent une moyenne annuelle des températures de surface pour tout le globe de 14.0°C en 1997, avec une légère dissymétrie entre l'hémisphère nord (14.6°C) et l'hémisphère sud (13.4°C). Ils donnent également une augmentation de +0.57°C de la température moyenne du globe sur 1861-1997 (+0.62°C sur 1901-1997), en accord avec les résultats de Peterson et al. (1998). Une différence dans ce réchauffement existe également entre les deux hémisphères, avec +0.6°C dans le nord et +0.65°C dans le sud sur la période 1901-1997. Ces évolutions sur le globe et les deux hémisphères sont représentées sur la figure V.1, d'après Jones et al. (1999).

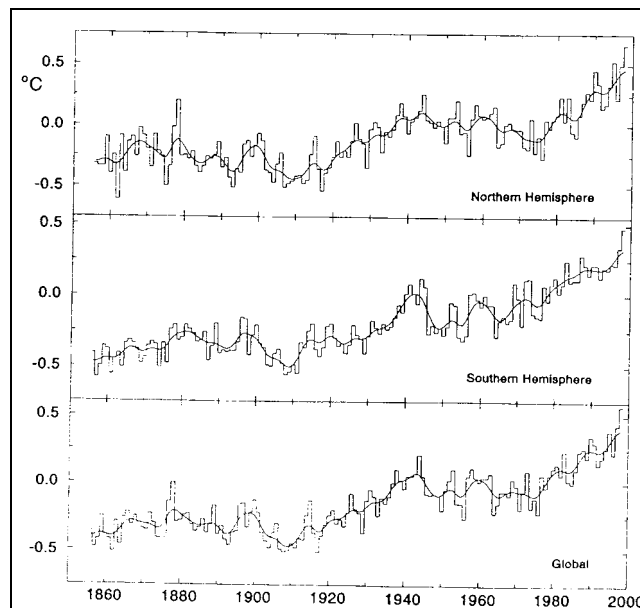


Figure V.1 : moyennes annuelles des températures hémisphériques et globales sur la période 1856-1998, relatives à 1961-1990. D'après Jones et al. (1999)

V.2.1.4 les températures au vingtième siècle sur le bassin Atlantique Nord

A partir des données de températures dont nous disposons sur cette région, nous souhaitons développer les caractéristiques majeures de l'évolution de ce paramètre au cours du dernier siècle, afin de pouvoir par la suite relier ces variations à celles du bilan de masse glaciaire.

Nos données proviennent de différentes sources mais l'essentiel est fourni par l'*Institut Danois de Météorologie* (DNMI) pour la Scandinavie, le Groenland, les pays du Nord de l'Europe (Danemark, Belgique, Pays Bas, Angleterre...). D'autres données ont été collectées auprès de *Météo-France* pour les stations françaises ou de collègues suisses (voir figure V.2 la carte des stations retenues).

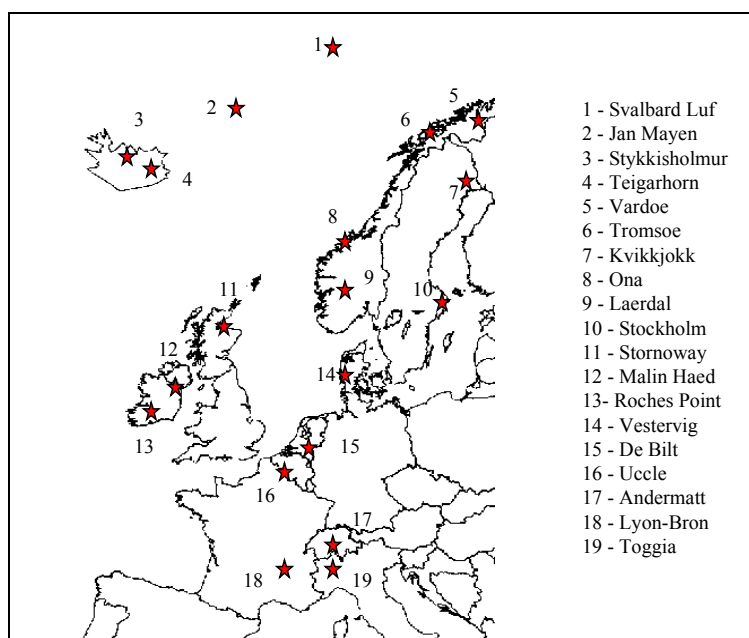


Figure V.2 : carte des stations météo utilisées dans cette analyse sur la région atlantique. Le Groenland n'est pas représenté sur cette carte

Avec les quelques stations également disponibles au Groenland (7 au total), nous avons ainsi retenu plus de 25 stations. Leurs latitudes, altitudes, ou situations par rapports aux courants océaniques et atmosphériques sur l'Atlantique nord sont assez variées. Dans les paragraphes suivants, nous présentons tout d'abord l'évolution des températures moyennes annuelles sur tout le bassin Atlantique Nord, ainsi que le détail de leur évolution au cours du vingtième siècle, les similitudes entre les différentes stations ou encore l'évolution par saison de cette variable.

a) évolution des températures moyennes annuelles sur le bassin Atlantique

Les températures moyennes annuelles des stations du bassin Atlantique sont illustrées en fonction du temps sur la figure V.3. Comme la variabilité annuelle est assez importante à chacune des stations, nous avons dégagé les principales tendances du signal brut des données à l'aide d'un filtre mobile (de poids respectif sur les années 1-2-3-2-1). Pour plus de clarté, les 23 stations sont réparties sur deux graphes distincts.

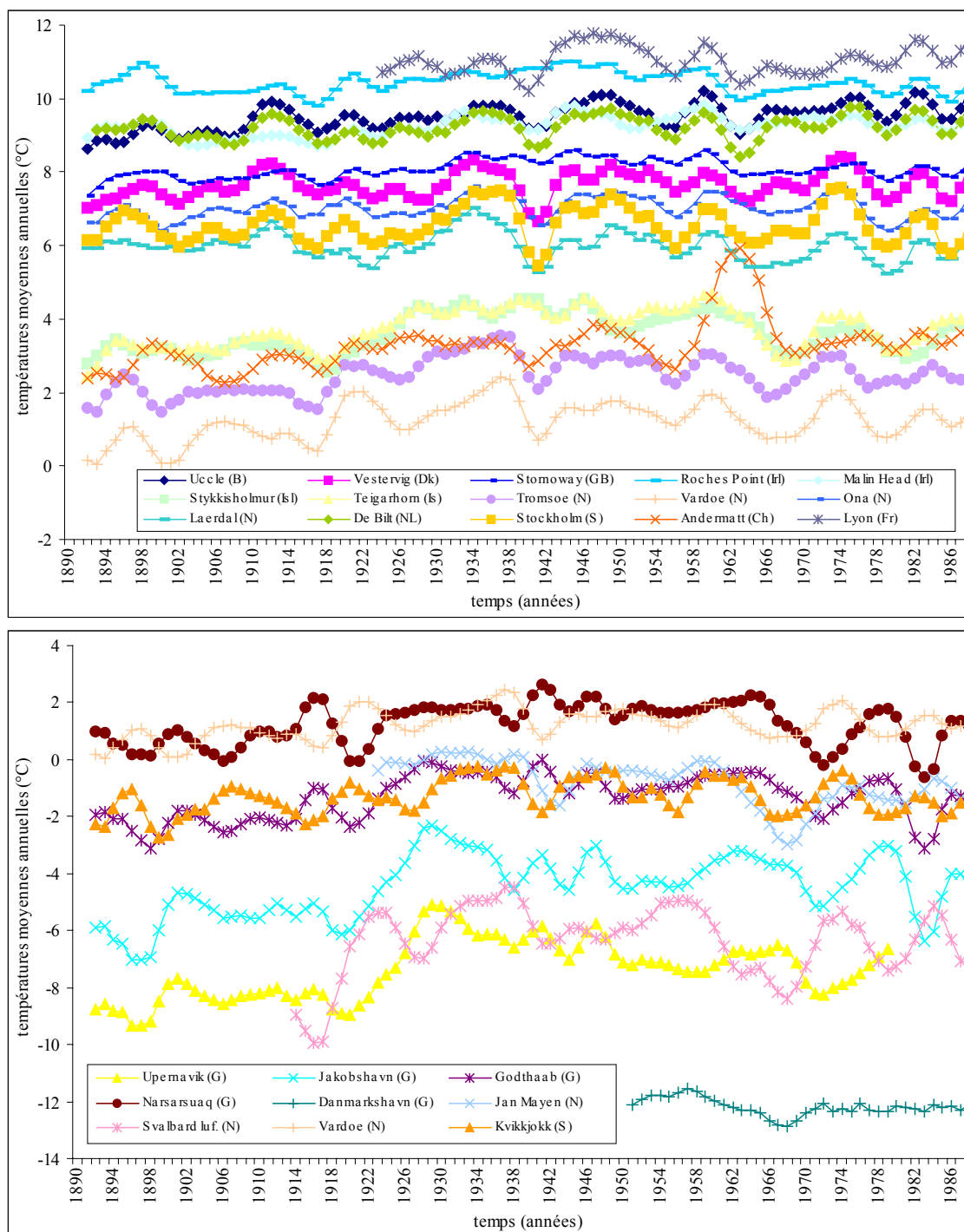


Figure V.3 : températures moyennes annuelles en moyennes mobiles pondérées sur 5 ans (filtre 1-2-3-2-1) pour différentes stations du bassin Nord Atlantique (°C). L'année 1962 pour Vestervig (Danemark) est manquante, elle est remplacée par la valeur moyenne de la série sur le siècle

Des similarités de variations sont visibles pour l'ensemble des stations, comme par exemple l'importante chute des températures des années 1940, celle de la fin des années 1970, ou les pics des températures vers 1960 ou 1975.

Les courbes de tendances linéaires marquent un léger réchauffement sur les périodes de relevés. La moyenne de ce réchauffement sur toutes ces stations est de +0.6°C pour l'Europe

sur la période 1890-1990². Cette valeur moyenne est en accord avec les données de la littérature puisque Jones et al. (1999) indiquent une moyenne de +0.6°C sur tout l'hémisphère nord pour 1901-1997 et Moberg et al. (1999), un réchauffement de 0.6°C en Europe sur le dernier siècle.

Ce réchauffement observé sur le siècle en Europe est légèrement inférieur à la moyenne sur tout le globe qui atteint +0.7°C (Moberg et al., 1999). D'après Hurrell et Van Loon (1997), ce réchauffement est également visible en Alaska et dans le Nord ouest de l'Amérique.

Les stations de la côte ouest du Groenland (Upernavik et Narsarsuaq) évoluent à l'inverse des autres stations : le pic des températures vers 1922 visible en Europe correspond à un creux à Narsarsuaq, alors que le creux observé dans les années 1940 correspond à une augmentation des températures sur la côte ouest de la calotte.

Les données de la station d'Andermatt (Suisse) montrent une forte particularité vers le milieu des années 1960, que l'on retrouve sur les séries de températures estivales et hivernales. Selon nos renseignements, cette particularité serait due à un changement d'observateurs sur cette période. Dans la suite de ce chapitre, nous avons remplacé les 6 années 1961 à 1966 de la série d'Andermatt par les valeurs issues de la régression avec celles de Reckingen, utilisant la très forte corrélation ($R=0.87$) entre ces deux stations sur la période 1864-1960.

b) différenciations spatiales sur l'Europe (sans le Groenland)

Cette variation globale de +0.6°C sur l'ensemble de l'Europe au dernier siècle masque en réalité des disparités importantes suivant les régions. Sur les stations européennes retenues ici, les augmentations varient en moyenne de +0.1°C à Roche Point (Irlande) à +1°C à Uccle (Belgique).

Comme le soulignent également Schnöweise et al. (1997), ce réchauffement est particulièrement sensible en Europe de l'est (jusqu'à +1.5°C), au sud-ouest de la péninsule ibérique (+1°C) et sur de larges zones de l'Europe occidentale (+0.5°C), mais il est nettement moindre, voire nul sur les îles anglaises et à l'est de la méditerranée.

c) évolution commune entre les stations européennes

² nous n'avons pas tenu compte des stations du Groenland puisque la calotte ne faisait pas partie de l'Europe dans l'estimation du réchauffement calculée dans la littérature

Nous recherchons les cohérences entre les variations des séries de températures à l'échelle de l'atlantique nord, comme nous l'avons précédemment réalisé pour les massifs des Alpes et de la Scandinavie dans le Chapitre IV.

Même si des disparités régionales existent dans le réchauffement observé, il semble cependant que les grands événements se reproduisent d'un site à l'autre (même si ces tendances sont plus ou moins marquées suivant les stations). Les tableaux V.1 et V.2 présentent les coefficients de corrélation entre les séries de températures annuelles au sein d'un même pays tout d'abord (Norvège) et sur différentes stations du bassin atlantique.

	<i>Tromsoe</i>	<i>Ona</i>	<i>Laerdal</i>	<i>Oslo</i>
Tromsoe	1	0.76	0.61	0.51
Ona		1	0.83	0.76
Laerdal			1	0.87
Oslo				1

Tableau V.1 : coefficients de corrélation R pour différentes stations de Norvège, sur 1890-1998

	<i>Ona</i>	<i>Vestervig</i>	<i>Stornoway</i>	<i>De Bilt</i>	<i>Uccle</i>	<i>Malin Head</i>	<i>Roche Point</i>	
Lyon-Bron	1	0.42	0.55	0.42	0.74	0.81	0.50	0.44
Ona (N)		1	0.79	0.65	0.62	0.58	0.48	0.37
Vestervig (Dk)			1	0.68	0.85	0.78	0.69	0.52
Stornoway (GB)				1	0.60	0.57	0.83	0.79
De Bilt (NL)					1	0.96	0.66	0.53
Uccle (B)						1	0.67	0.53
Malin Head (Irl)							1	0.76
Roche Point (Irl)								1

Tableau V.2 : coefficients de corrélation R pour différentes stations du bassin Atlantique, sur la période 1922-1990

Les corrélations diminuent logiquement avec la distance, mais l'ensemble de ces valeurs est significatif au seuil de 5% sur les 69 ans de mesure³. Ona en Norvège et Uccle en Belgique sont cependant distantes de près de 1200 km, Lyon et Ona de 1700 km. Les stations d'Irlande montrent les plus faibles corrélations.

Des similarités de variations des températures se retrouvent donc sur de grandes distances, supérieures à celle d'un massif classique. Le caractère homogène des températures est donc plus marqué que celui du bilan, puisque les corrélations en fonction de la distance diminuaient assez vite lorsque la distance augmentait (dans les Alpes, au delà de 250 km, la corrélation ne dépasse pas 0.6, en Scandinavie, elle est de 0.6 à 0.7 pour des distances de

³ la valeur critique est $R_c = 0.24$ pour 69 années de relevés

l'ordre de 800 km, en Amérique du Nord, sur des distances plus petites, aucune corrélation n'était visible). Les bilans des glaciers des Alpes et de la Scandinavie n'étaient d'ailleurs pas corrélés sur la période 1967-1998.

d) détails de l'évolution des températures au cours du siècle

Pour différents auteurs (par exemple, Jones et al., 1992), le réchauffement observé sur le siècle ne semble pas linéairement croissant mais se serait effectué sur deux périodes distinctes, avant 1950 et après 1970. Entre les deux, on observerait un net refroidissement. Les variations des températures sur le siècle semblent donc avoir subi des sauts brusques plutôt qu'une augmentation linéaire croissante. Les régions du globe pour lesquelles ce réchauffement fut le plus prononcé furent les continents du nord. Sur la période récente 1978-1997, ce réchauffement est le plus marqué sur le nord de l'Asie, et plus particulièrement sur l'est de la Sibérie. Il apparaît également clairement sur le bassin Pacifique, la région ouest des Etats-Unis, la région des Tropiques ou l'ouest de l'Europe (Mobberg et al. 1999). Le réchauffement de 1925-1944 est plus prononcé sur les régions les plus au nord de l'Amérique du nord, sur l'Atlantique nord, le centre de l'Asie et le Pacifique ouest.

Au tout début des années 1940, on relève une chute des températures en Europe sur environ cinq ans (avant une remontée des températures jusqu'en 1950). Cette variation est rarement évoquée dans la littérature, mais pour certains auteurs, cet épisode serait une implication du très fort événement *El Niño* qui a sévi alors pendant 5 ans sur les côtes chiliennes. *El Niño* n'est en réalité que l'une des phases d'un système de fluctuations climatiques global appelé *ENSO (El Niño Southern Oscillation)*, propre au pacifique équatorial mais dont les effets pourraient affecter toute la planète (Wagnon, 1999). Cependant, les autres événements très prononcés *El Niño* comme ceux de 1958, 1972 ou 1983 ne semblent pas discernables sur les températures du bassin Atlantique Nord.

Les glaciers étant en majorité surveillés depuis moins d'un demi siècle, ces deux périodes successives d'un refroidissement et d'un réchauffement annoncées dans la littérature nous intéressent plus particulièrement. Et même si sur les vingt dernières années, la hausse des températures semble moins prononcée en Europe que la moyenne sur le globe, ces années sont sans aucun doute les plus chaudes enregistrées depuis plus d'un siècle. Lorsque Jones (1990) publia son analyse des températures, la décennie 1980-1990 regroupait déjà six années les plus chaudes (moyenne sur toute la Terre) qui furent par ordre décroissant 1989, 1988, 1987, 1983, 1981 et 1980.

Le tableau V.3 présente pour quelques stations de l'hémisphère nord (proches des glaciers étudiés auparavant), les moyennes de températures sur la période globale de mesure d'une part et sur les deux périodes 1950-1970 et 1970-fin de la période.

<i>stations</i>	<i>période totale de mesure</i>	<i>moyenne sur toute la période</i>	<i>moyenne sur 1950-1970</i>	<i>moyenne sur 1970-fin période</i>
Tromsøe	1893-1998	2.50	2.57	2.66
Laerdal	1890-1998	6.02	5.85	6.02
Lyon	1922-1998	11.1	11.0	11.4
Andermatt	1890-1994	3.08	3.14	3.61
Toggia	1935-1999	0.59	0.88	0.38

Tableau V.3 : moyennes des températures annuelles pour différentes stations de l'hémisphère nord, sur la période globale de mesure d'une part, sur 1950-1970 et 1970-fin de la période (°C). Les données d'Andermatt sur la période 1961-1966 sont calculées grâce à la régression avec la station de Reckingen

Les deux périodes successives (froides puis chaudes) annoncées semblent se retrouver sur les stations de Norvège (ces calculs ont également été réalisés sur d'autres stations), ainsi qu'à Lyon et Andermatt. Ces variations des températures sur la deuxième moitié du siècle peuvent être mises en parallèle avec les figures de fronts des glaciers des Alpes (Reynaud et al, 2000). Le glacier des Bossons (Mont-Blanc, France) réagissant vite aux sollicitations du climat connaît une ré-avancée assez spectaculaire entre 1950 et le début des années 1970, puis un recul très prononcé depuis cette période.

e) évolution des températures par saisons

Afin de comprendre les facteurs qui ont influencé les variations annuelles des bilans au cours du temps, nous détaillons l'évolution saisonnière pour quelques stations.

Des disparités saisonnières semblent exister dans les variations annuelles des températures, puisqu'à nos latitudes, les étés se réchaufferaient moins que les hivers (Jones, 1999). Par exemple, sur la période globale 1922-1998 à Lyon, on observe une augmentation des températures hivernales (décembre à février) de 1.65°C (pour une moyenne annuelle sur la période globale de 3.2°C), alors que celles de printemps et d'automne ne varient pratiquement pas. Les températures d'été ont augmenté de 1.2°C (la moyenne sur la période 1922-1998 est de 19.1°C).

Les tendances linéaires moyennes masquent des sauts assez prononcés des variations de températures. Le tableau V.4 décompose l'évolution des variables estivales et hivernales sur les deux périodes 1922-1979 et 1980-fin de la période⁴ pour les deux stations de Lyon et Andermatt.

⁴ ces deux périodes ont été choisies parce qu'au Chapitre III, nous avons vu que l'ablation augmentait assez fortement depuis 1980 dans les Alpes, et que ce paramètre est le plus intuitivement relié aux températures

<i>stations</i>	<i>variable</i>		<i>1922-1979</i>	<i>1980-1998</i>	<i>variation</i>
Lyon	T° été (J-A)	moyenne	18.9	19.8	+ 0.9°C
		écart-type	1	1.01	
	T° hiver (D-F)	moyenne	3.03	3.87	+ 0.84°C
		écart-type	1.62	1.46	
Andermatt	T° été (J-A)	moyenne	11.17	11.58	+ 0.4°C
		écart-type	0.76	0.90	
	T° hiver (D-F)	moyenne	-4.89	-4.24	+ 0.65°C
		écart-type	1.60	1.43	

Tableau V.4 : évolution des températures moyennes estivales et hivernales à Lyon et des écart-types de ces variables sur les deux périodes 1922-1979 et 1980-1998 (°C)

On observe donc sur la période récente une augmentation de ces deux variables qui est largement significative à Lyon, mais non significative à Andermatt. En revanche un test de *Fisher-Snedecor* ne montre pas de variation significative de l'écart-type sur les deux périodes considérées quelle que soit la station. La variabilité des températures a donc peu évolué entre ces deux périodes.

A Tromsøe (Norvège), en revanche, les températures d'hiver et d'automne varient peu comparativement à celles d'été. Elles ont augmenté d'environ 2°C en été sur 1890-1998 (+1.6 au printemps), alors qu'elles diminuent de 0.5°C environ sur la même période en hiver dans le nord de la Norvège. Ces caractéristiques sont confirmées par les résultats de Schönweise et al. (1997) et Hansen-Bauer (1998c) qui soulignent un refroidissement hivernal du nord de la Finlande et de la péninsule scandinave.

Sur la période récente, les variations de moyennes et d'écart-types des températures saisonnières en Scandinavie sont présentées dans le tableau V.5.

<i>stations</i>	<i>saisons</i>	<i>1890-1979</i>	<i>1980-1998</i>
Tromsøe	T° été (J-A)	m = 10.18	m = 10.65
		$\sigma = 1.31$	$\sigma = 1.12$
	T° hiver (N-F)	m = -2.76	m = -2.91
		$\sigma = 1.16$	$\sigma = 1.15$
Laerdal	T° été (J-A)	m = 14.24	m = 14.11
		$\sigma = 0.83$	$\sigma = 0.91$
	T° hiver (N-F)	m = -1.19	m = -0.64
		$\sigma = 1.68$	$\sigma = 2.18$
Ona	T° été (J-A)	m = 11.74	m = 11.96
		$\sigma = 0.94$	$\sigma = 0.78$
	T° hiver (N-F)	m = 3.67	m = 3.07
		$\sigma = 0.84$	$\sigma = 1.15$

	T° été (J-A)	m = 15.68	m = 15.7
Oslo		$\sigma = 1.1$	$\sigma = 1.13$
	T° hiver (N-F)	m = -2.71	m = -2.08
		$\sigma = 1.62$	$\sigma = 2.06$

Tableau V.5 : moyennes et écart-types des températures estivales et hivernales pour différentes stations de Norvège sur les deux périodes 1890-1979 et 1980-1998 (°C)

Alors qu'à Lyon les températures d'hiver augmentent depuis 1980, dans le nord de la Scandinavie, ce sont essentiellement les températures d'été qui ont augmenté tandis que celles d'hiver ont légèrement diminué. En revanche, dans le sud de la Scandinavie comme à Oslo, on ne remarque pas de variations des températures estivales mais une augmentation des températures d'hiver. Toutefois, toutes les valeurs ont été testées et que ce soient les écart-types ou les moyennes, aucune différence n'est significative entre les deux périodes, excepté pour les températures hivernales à Ona. Aucune tendance n'émerge donc. Au Chapitre III, nous avons déjà remarqué l'absence significative de l'évolution du paramètre d'ablation estivale des glaciers scandinaves.

Si les températures saisonnières permettent de mieux comprendre la répartition des phénomènes au cours de l'année, l'étude des températures journalières a permis à certains auteurs de noter que sur le siècle, les températures minimales et maximales journalières ont évolué différemment. Sur 1951-1990, Karl et al. (1993) ont montré que les températures minimales ont augmenté trois fois plus que les maximales. Ces études nécessiteraient d'être approfondies, mais nous ne disposons pas de ces données journalières.

f) signification des évolutions observées

Nous cherchons maintenant à détecter si le réchauffement observé sur le siècle est *significatif* ou non. Pour cela, nous détaillons l'évolution des moyennes de températures (calculées sur des périodes de 10 ans), en tenant compte de l'intervalle de confiance déterminé par (cas d'une seule variable x) :

$$\Delta x = (t \sigma_x) / \sqrt{n}$$

où t est le *coefficient de Student* associé au nombre de mesures n de la variable x .

Les moyennes et les intervalles de confiance sont calculés pour Lyon (températures annuelles) et Tromsø (températures annuelles et d'été) pour un seuil de signification de 5%.

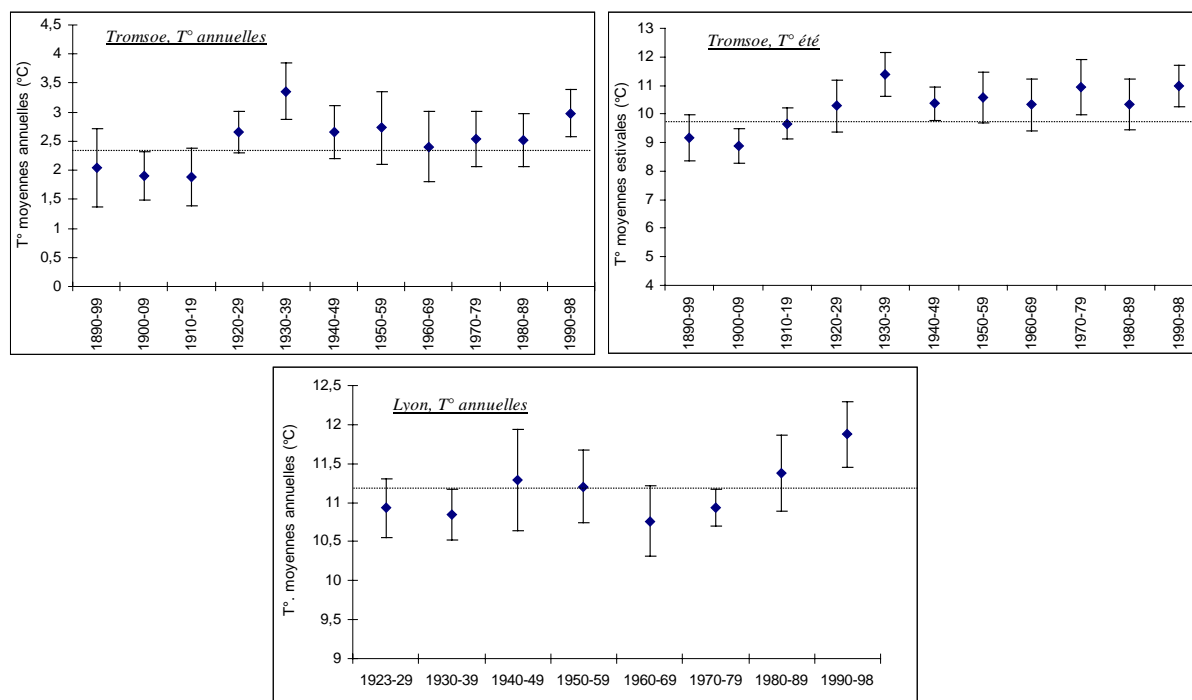


Figure V.4 : températures moyennes annuelles, par période de 10 ans, à Lyon (sur 1923-1998) et Tromsø (sur 1890-1998) et températures d'été à Tromsø (sur 1890-1998) avec les intervalles de confiance au seuil de 5%

Ces augmentations sont à peine significatives (au seuil de 5%) sur toute la période puisqu'une tendance linéaire horizontale ne sort guère des barres d'erreurs. Ces graphiques tendent à supposer que le réchauffement de $+0.6^{\circ}\text{C}$ que nous avons évoqué pour l'ensemble de l'Europe ne sort guère des limites de la variabilité naturelle.

g) causes possibles des variations de températures au cours du siècle

Les paragraphes précédents révèlent que l'histoire du climat est jalonnée d'anomalies assez ponctuelles et, d'autre part, qu'un réchauffement s'installe à l'échelle de l'Europe comme du globe depuis quelques décennies. Outre l'influence possible de l'activité humaine (les stations implantées il y a un siècle, sont parfois "absorbées" par le développement des agglomérations des grandes villes), trois phénomènes principaux peuvent expliquer de telles fluctuations (Jones, 1990) :

- les éruptions solaires sont souvent évoquées. Sur les dix dernières années, et grâce aux mesures récentes des satellites, il a été constaté que la quantité de lumière solaire variait (et augmentait) avec le nombre de tâches solaires, mais est-ce que cela induit forcément des variations du climat terrestre ? Les relations entre activité solaire et climat sont encore trop ténues pour être affirmatives.
- beaucoup plus évidentes sont les relations entre la circulation océanique et le climat. On cherche à l'heure actuelle des explications sur le *Gulf Stream*, ce courant océanique qui

réchauffe le nord ouest de l'Europe, ou encore sur les implications possibles des événements *El Niño*.

- les éruptions volcaniques peuvent affecter le climat par la quantité de poussières et d'aérosols injectés dans la haute atmosphère, formant un voile autour de la planète et freinant ainsi le rayonnement solaire (refroidissement).

V.2.1.5 conclusion

Nos résultats, établis sur un échantillon restreint de stations, montrent une légère augmentation des températures moyennes annuelles sur le dernier siècle en Europe, ce qui est en accord avec ceux d'études plus exhaustives. En Europe, on relève une hausse de 0.6°C sur le siècle, mais il est difficile d'affirmer si cette évolution sort des limites de la variabilité naturelle du climat. Les tendances linéaires (les moyennes globales sur le siècle) pourraient faire oublier des variations plus importantes (réchauffement ou refroidissement) qui n'apparaissent pas sur les tendances globales, comme par exemple le refroidissement assez général des années 1950.

Des disparités spatiales apparaissent également suivant les régions (les îles britanniques ne subissent pas les mêmes augmentations de températures que les régions plus à l'est de l'Europe) ainsi que des disparités saisonnières. Dans le nord de l'Europe, on ne relève pas d'augmentation des températures hivernales, mais une légère augmentation des températures d'été (toutefois non significative). Dans le sud de l'Europe, les températures estivales et hivernales ont augmenté comme le montrent les résultats de Lyon et d'Andermatt.

Malgré ces différences, une certaine cohérence est observée dans les séries de températures sur des distances supérieures à celles observées pour les bilans des glaciers. Cependant, si les données de bilan ne sont pas aussi fortement corrélées que les températures, leur intérêt réside dans le fait que ces sites sont souvent éloignés de l'influence des activités humaines, ce qui est rarement le cas de cette variable météorologique.

V.2.2 EVOLUTION DES PRECIPITATIONS

V.2.2.1 introduction

Si la détermination des tendances des températures est relativement simple parce que les réseaux de mesure sont à l'heure actuelle assez denses et homogènes, il en est autrement pour les précipitations. En effet, la couverture spatiale des relevés est en général plus faible (les océans ne sont que très faiblement représentés), les enregistrements connaissent de fortes inhomogénéités (les jauges de mesure sont différentes d'un site à l'autre), et la longueur des enregistrements plutôt courte par rapport à celle des températures (Nicholls et al., 1995).

Les précipitations sont donc en général plus difficiles à analyser que les températures. Nous présentons quelques éléments sur l'évolution des précipitations sur le globe puis concentrons les études sur le bassin nord Atlantique : précipitations annuelles, corrélations des différents sites ou encore évolutions saisonnières des précipitations.

V.2.2.2 quelques éléments sur l'évolution des précipitations sur le globe

Selon les rapports *IPCC* (Folland, 1990 ; Nicholls et al., 1995), Bradley et al. (1987) ou Diaz et al. (1989), les enregistrements des précipitations au cours du vingtième siècle montrent une très forte variabilité dans le temps. Si la tendance linéaire sur le siècle est quasi nulle dans l'hémisphère nord, on peut cependant noter une hausse des quantités de précipitations depuis 1940 (et surtout marquée sur les 15 dernières années) dans l'hémisphère sud. Les variations des deux hémisphères sont globalement très peu corrélées. Suivant les bandes de latitude considérées, les comportements peuvent même être de tendances opposées, comme par exemple entre les Tropiques (5° - 35° N) et les moyennes latitudes (35° - 70° N) de l'hémisphère nord (alors qu'elles sont en phase dans le sud). *IPCC* (1995) note également que l'augmentation des précipitations dans les hautes latitudes est évidente au 20^{ème} siècle, alors que l'on note une décroissance vers le Tropique nord en Afrique. On relève également une augmentation régulière sur tout le siècle des précipitations en Russie, ainsi qu'une hausse des précipitations dans le nord de l'Europe et une baisse dans le sud.

V.2.2.3 les précipitations sur le bassin Atlantique nord

a) tendance générale

Nous présentons ici quelques séries de précipitations moyennes annuelles de différentes stations du bassin Atlantique Nord. Pour plus de clarté, le nord et le sud de l'Europe ont été séparés sur deux graphiques différents. Ces données sont filtrées par une moyenne mobile sur cinq ans (figure V.5).

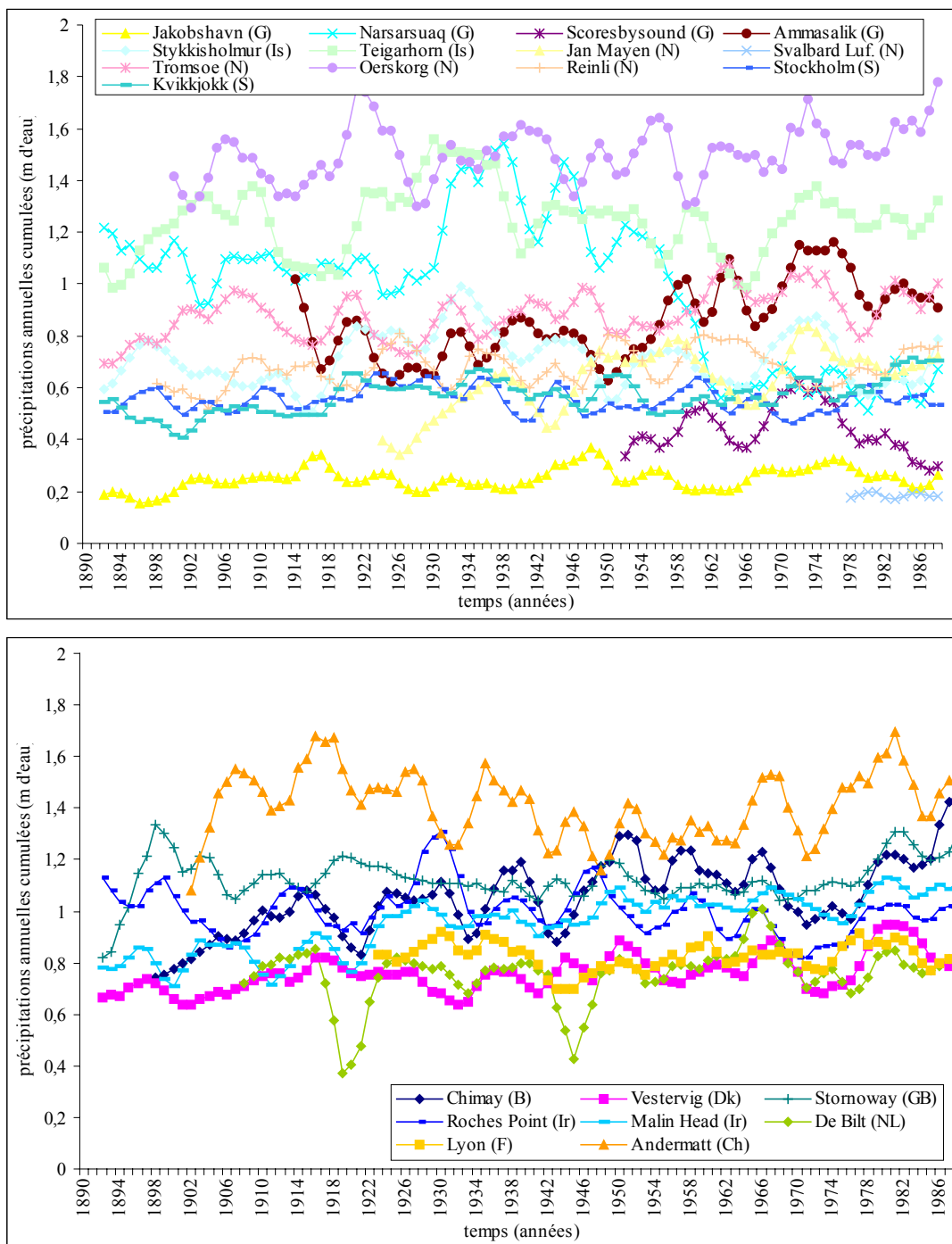


Figure V.5 : précipitations annuelles sur le bassin Atlantique Nord (nord du bassin en haut, sud en bas) (en mètres d'eau) pour différentes stations. Les données sont filtrées à l'aide d'une pondération de poids 1-2-3-2-1. Les interruptions sur les courbes correspondent à des données manquantes

Aucune tendance commune à long terme ne semble se distinguer dans l'évolution de cette variable, mais une forte variabilité annuelle se dégage. Sur certaines périodes cependant, quelques caractéristiques sont communes aux différentes séries : dans le sud de l'Europe, la chute des précipitations vers 1970 ou le pic des précipitations vers 1980, et dans le nord de l'Europe, la hausse au début des années 1930 par exemple.

Pour certaines stations du nord de l'Europe (Norvège, Danemark), les courbes de tendances linéaires mettent en évidence une augmentation assez importante des précipitations annuelles sur la période globale. Cette tendance est moins marquée pour les pays les plus au sud comme la France ou l'Angleterre.

b) disparités spatiales des précipitations moyennes

Si à l'échelle de l'Europe d'importantes disparités existent dans les variations des précipitations, de fortes différences régionales apparaissent également entre les stations d'un même pays (même sur de longues périodes de temps). Par exemple, en Norvège, ces augmentations ont surtout lieu dans le Nord du pays et assez peu dans le sud : A Tromsøe (dans le nord du pays), les précipitations annuelles ont augmenté de 0.25 m (pour une moyenne annuelle de 0.9 m) sur 1890-1998 et à Hafslø (un peu plus au sud), de 20 % depuis 1895 (0.2 m pour une moyenne annuelle de 1 m), mais on ne relève aucune augmentation à Oslo (extrême sud).

c) corrélation entre les stations

Non seulement les variations des précipitations ne sont pas du même ordre de grandeur aux différentes stations, mais ces fluctuations sont également assez mal corrélées, même à l'intérieur d'une même région. Par exemple, le tableau V.6 présente les corrélations entre trois stations de Norvège, sur la période 1896-1998.

	<i>Tromsøe</i>	<i>Oslo</i>	<i>Hafslø</i>
<i>Tromsøe</i>	1	-0.36	0.40
<i>Oslo</i>		1	-0.14
<i>Hafslø</i>			1

Tableau V.6 : coefficients de corrélation R entre les précipitations annuelles de trois stations de Norvège sur 1896-1998. Les valeurs significatives sont marquées en gras

Les coefficients de corrélation sont peu élevés entre les séries de précipitations annuelles. Ces faibles résultats sont en accord avec ceux de Hansen-Bauer (1998a et b). Sur des distances équivalentes, nous avons montré au Chapitre III que l'accumulation sur les glaciers semblait, quant à elle, relativement homogène sur les 30 dernières années.

Si l'on considère de plus petites régions, comme par exemple les données disponibles pour quatre stations des Alpes françaises : Saint-Genis Laval, Lyon (données *Météo-France*), Bourg d'Oisans et Besse en Oisans (données *EDF*), les structures observées sont plus cohérentes (figure V.6).

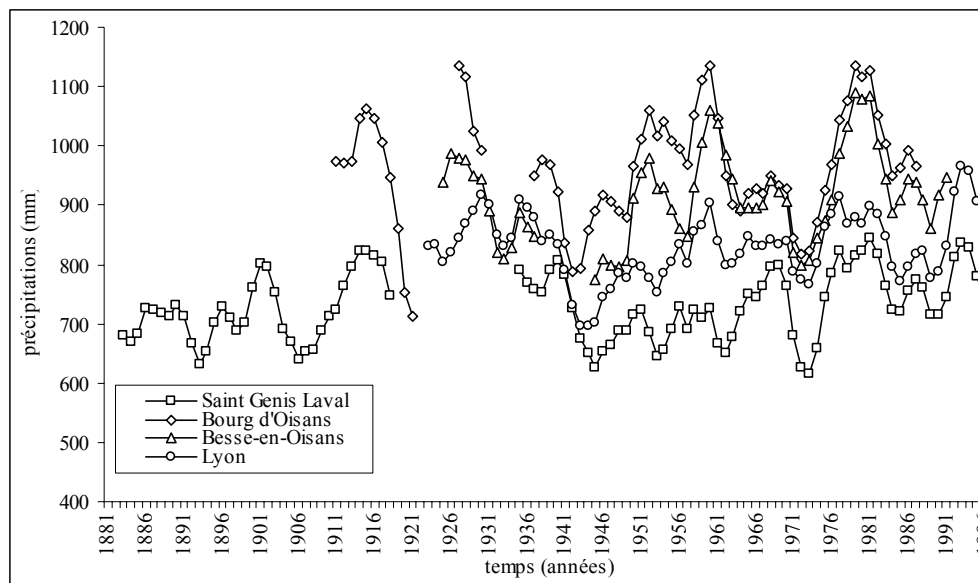


Figure V.6 : précipitations moyennes annuelles pour 4 stations des Alpes françaises (mm d'eau), en moyenne mobile sur 5 ans (filtre 1-2-3-2-1) sur différentes périodes de mesure

Ces moyennes mobiles montrent des tendances communes marquées, comme la diminution des précipitations à toutes les stations sur 1960-1970 ou 1938-1945 (qui semble débiter vers les années 30, mais les séries sont incomplètes), ou les augmentations assez importantes entre 1945-1960 ou 1975-1980. Les courbes de tendances linéaires sur les données annuelles montrent une légère augmentation des précipitations sur le siècle (pas montré ici).

Le tableau V.7 présente les corrélations des données annuelles de ces quatre séries sur la période commune 1943-1989.

	<i>Saint-Genis</i>	<i>Bourg-d'Oisans</i>	<i>Besse en Oisans</i>	<i>Lyon-Bron</i>
Saint-Genis	1	0.60	0.52	0.90
Bourg-d'Oisans		1	0.92	0.70
Besse en Oisans			1	0.63
Lyon-Bron				1

Tableau V.7 : coefficients de corrélations R des précipitations annuelles sur les Alpes françaises, sur la période 1943-1989

Dans les Alpes, bien que les valeurs moyennes annuelles soient du même ordre de grandeur qu'en Scandinavie (aux environs de 900 mm d'eau), les corrélations sont plus élevées. Les stations des Alpes sont plus proches géographiquement que celles de Scandinavie (distance maximale de 160 km entre Lyon et Bourg d'Oisans et de 800 km entre Oslo et Tromsø).

Si la corrélation semble assez forte entre ces stations proches, en revanche, au delà de l'échelle du massif, aucune corrélation sur les variations des données de précipitations n'est visible entre les différentes stations, alors que les températures semblaient assez homogènes.

d) évolution des précipitations par saisons

Selon Diaz et al. (1989), à l'échelle de l'hémisphère nord, on relève une tendance à la baisse des précipitations estivales et automnales sur les dernières décennies, tandis que les quantités d'eau en hiver et au printemps semblent globalement plus élevées.

La figure V.7 présente la décomposition par saisons des précipitations annuelles aux stations d'Andermatt et de Tromsøe.

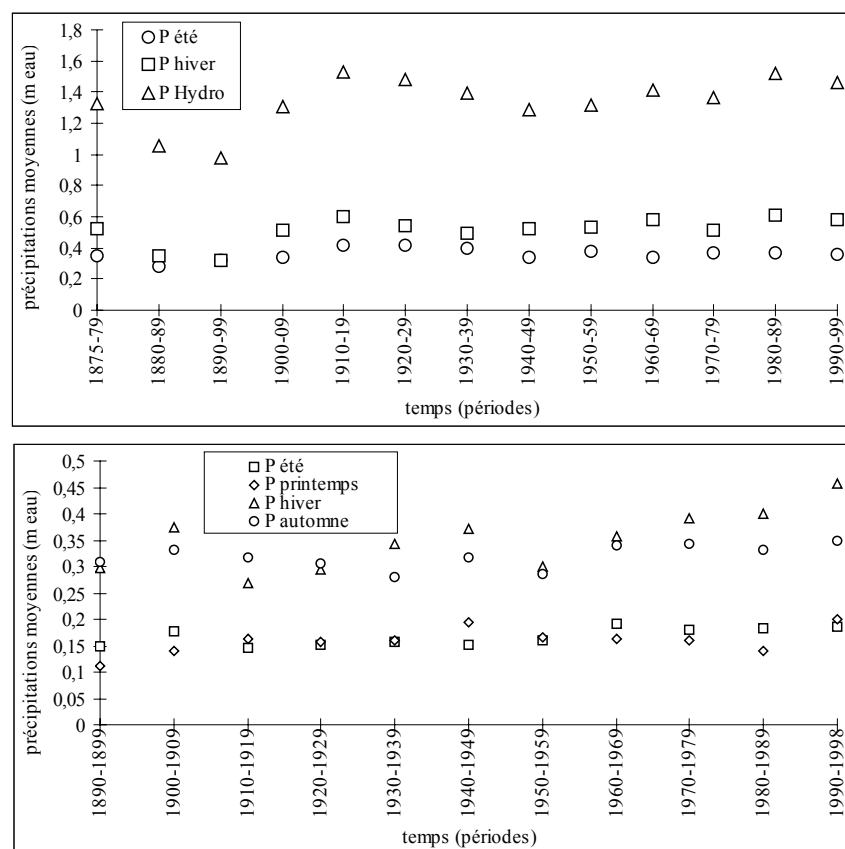


Figure V.7 : précipitations moyennées sur 10 ans aux stations de Andermatt (Suisse) (haut de la figure) et Tromsøe (Norvège) (en bas), sur 1875-1999 et 1890-1998 respectivement (m d'eau)

En Scandinavie, la hausse des précipitations semble essentiellement liée à l'augmentation des précipitations d'automne et d'hiver et peu à celles d'été. A Tromsøe, on relève une augmentation de 40% des précipitations d'hiver sur 1890-1998 (+0.15 m d'eau pour une moyenne de 0.35 m) et cette augmentation semble avoir eu lieu essentiellement depuis 1980.

A Oslo, dans le sud de la Norvège, en revanche rien ne semble se distinguer, comme le souligne également Hansen-Bauer (1998a et b).

A Andermatt, on note une augmentation des précipitations hydrologiques⁵ sur 1875-1999, qui avoisine les 0.4 m d'eau pour une moyenne de 1.34 m. Cette augmentation linéaire sur le siècle (qui masque des variations encore plus importantes comme celles du début du siècle), semble essentiellement liée à de plus fortes précipitations d'hiver (0.5 m d'eau avant 1980 à 0.6 m après (ou de 0.9 à 1 m d'eau si les mois d'hiver englobent octobre à mai)).

Le même type de graphique pour Lyon montre une hausse des précipitations hivernales prononcée sur la période (+0.15 m d'eau pour une moyenne de 0.51 sur 1949-1998), tandis que les précipitations d'été diminuent sensiblement. Cette caractéristique peut être rapprochée de l'augmentation des bilans hivernaux récemment sur l'ouest des Alpes. La tendance reste cependant faible par rapport à la forte variabilité inter-annuelle.

e) évolution récente des précipitations

Nous avons mis en évidence au Chapitre III, une augmentation des bilans hivernaux dans les Alpes occidentales depuis 1975, et en Scandinavie depuis le milieu des années 1980. C'est pourquoi, pour les stations voisines de ces glaciers, nous présentons dans le tableau V.8, les moyennes des précipitations d'hiver et des précipitations annuelles sur ces différentes périodes⁶.

		<i>précip. annuelles</i>		<i>précip. hiver</i>	
		<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>	<i>moyenne</i>	<i>écart-type</i>
Lyon	1950-1976	0.78	0.11	0.48	0.10
	1977-1998	0.82	0.13	0.55	0.13
Andermatt	1950-1976	1.34	0.21	0.87	0.19
	1977-1998	1.49	0.24	0.99	0.17
Hafslo	1950-1984	0.97	0.19	0.67	0.19
	1985-1998	1.13	0.24	0.83	0.23
Tromsøe	1950-1984	0.92	0.15	0.64	0.13
	1985-1998	1.04	0.19	0.77	0.17

Tableau V.8 : moyennes et écart-types des séries de précipitations annuelles (hydrologiques) et hivernales (octobre à mai) aux stations de Lyon, Andermatt, Hafslo et Tromsøe (m d'eau) sur deux périodes distinctes

⁵ c'est à dire le total sur la période du 1^{er} octobre au 30 septembre suivant

⁶ ne disposant des données mensuelles de précipitations à Lyon que depuis 1950, nous nous sommes également limités à cette date pour toutes les autres stations

Toutes les moyennes ont augmenté entre les deux périodes pour les précipitations hivernales et annuelles. A l'exception des précipitations annuelles à Lyon, toutes les augmentations sont significatives, que ce soient celles d'hiver ou annuelles. En revanche, aucune variation de l'écart-type n'est significatif quelle que soit la station.

Ces résultats confirment ceux de Hurrell et al. (1997) qui distinguent des anomalies à grande échelle des précipitations depuis 1980, avec des conditions plus humides que la normale sur le Nord de l'Europe et la Scandinavie.

V.2.2.4 conclusion

Les séries de précipitations sur les différentes stations de l'Atlantique nord montrent de fortes disparités dans le temps et dans l'espace. Les courbes de tendance montrent une légère augmentation des précipitations annuelles sur le siècle, plus marquées sur le nord de l'Europe. Cependant, aucune tendance commune des précipitations annuelles sur toute la période n'apparaît réellement sur l'ensemble des stations et les corrélations sont faibles d'un site à l'autre.

Des différences locales sont assez importantes, liées aux conditions mêmes d'implantation des stations (altitude, région exposée au vent...) ou de relevés des mesures (effets de bords sur la jauge, problème de l'évaporation...).

Sur la période récente, on relève en Scandinavie une hausse des précipitations annuelles essentiellement dans le Nord de la Norvège et en partie liée à l'augmentation des précipitations d'hiver. Dans les Alpes, les précipitations annuelles et en particulier celles d'hiver ont également augmenté sur les périodes de mesure, mais ces augmentations des précipitations sortent à peine du domaine significatif.

V.2.3 L'OSCILLATION NORD ATLANTIQUE

V.2.3.1 introduction

S'il paraît aujourd'hui essentiel de mesurer les paramètres de températures et de précipitations pour détecter les fluctuations du climat, la recherche actuelle tente également de comprendre ces variations et leurs significations. Elle s'oriente vers la compréhension et l'explication du système climatique et de ses variations dans sa globalité ainsi que des liens (ou rétroactions) entre ces différentes composantes (air, eau, glace...). Les fluctuations temporelles du climat sont alors actuellement en partie décrites par des modes de variabilité naturelle de la circulation atmosphérique qui s'étendent à grandes échelles spatiales, comme par exemple *El*

Niño qui affecte le Pacifique (et même au delà)⁷ ou les *Oscillations Arctique* ou *Nord Atlantique* qui affectent l'hémisphère nord.

Toujours dans le but de comprendre comment les glaciers répondent aux variations du climat à grande échelle, ces oscillations nous intéressent donc plus particulièrement. Pour affiner la relation climat-glacier à l'échelle de l'Atlantique Nord sur les glaciers des Alpes et de la Scandinavie, nous proposons l'analyse de l'influence de l'Oscillation Nord Atlantique sur le bassin atlantique à la fin de ce chapitre. Dans les paragraphes suivants, nous présentons brièvement ce phénomène à grande échelle et ses variations, comme nous l'avons fait pour les données météorologiques.

V.2.3.2 le balancier atmosphérique de l'Atlantique nord

Il existe sur tout le bassin nord atlantique un mode de variabilité du climat qui s'apparente à un "*balancier*" atmosphérique entre une région de basses pressions centrée sur l'Islande et une région de hautes pressions centrée sur les Açores. On observe ainsi qu'à une pression inférieure à la normale en Islande correspond une pression supérieure à la normale aux Açores et vice-versa, d'où ce terme de "*balancier*" du climat. Cette oscillation des modes de pressions, caractéristique du régime des perturbations générées sur l'atlantique nord (accompagnée de modification des vents d'ouest de surface), a été définie comme l'*Oscillation Nord Atlantique* (ou NAO, acronyme anglais pour "*North Atlantic Oscillation*") (Uppenbrik, 1999 ; Wanner, 1999). Ces deux régimes de pression sont illustrés sur la figure V.8.

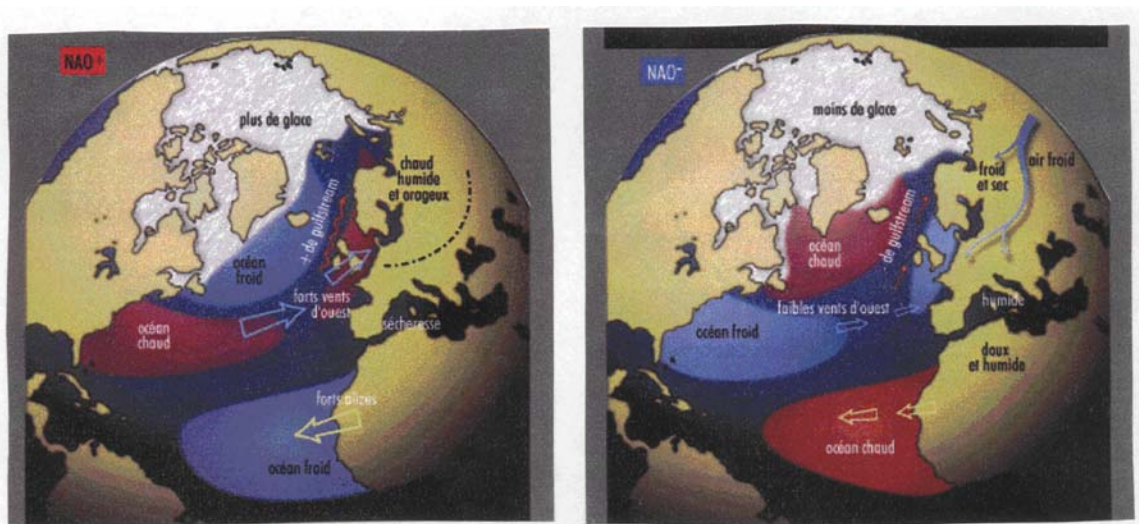


Figure V.8 : carte des champs de pression associés aux variations du balancier de l'Atlantique nord. D'après Wanner (1999)

⁷ les répercussions d'*El Niño* sur la circulation atmosphérique de l'océan Pacifique sont par exemple détaillées dans Boiseau et al. (1998) ou McPhaden (1999)

Bien que la NAO soit évidente tout au long de l'année, elle est plus prononcée pendant les hivers et compte alors pour un tiers de la variance totale du champ de pression (au niveau de la mer) sur l'Atlantique Nord (Hurrell et Van Loon, 1997).

V.2.3.3 l'indice d'Oscillation Nord Atlantique

Pour caractériser simplement ces situations barométriques opposées sur l'Atlantique nord, les climatologues ont établi un indice qui remonte jusqu'en 1864. Cet indice est défini et mesuré comme la différence de pression moyenne journalière (mesurée au niveau de la mer puis normée par l'écart-type sur la période de mesure), entre deux stations météorologiques fixes. Les indices choisis pour cette étude correspondent aux données disponibles dans la littérature, relevées à Lisbonne (Portugal) et à Stykkisholmur (Islande) (Hurrell, 1995). La figure V.9 montre l'évolution de cet indice annuel (en haut de la figure) et hivernal (en bas) depuis 1864.

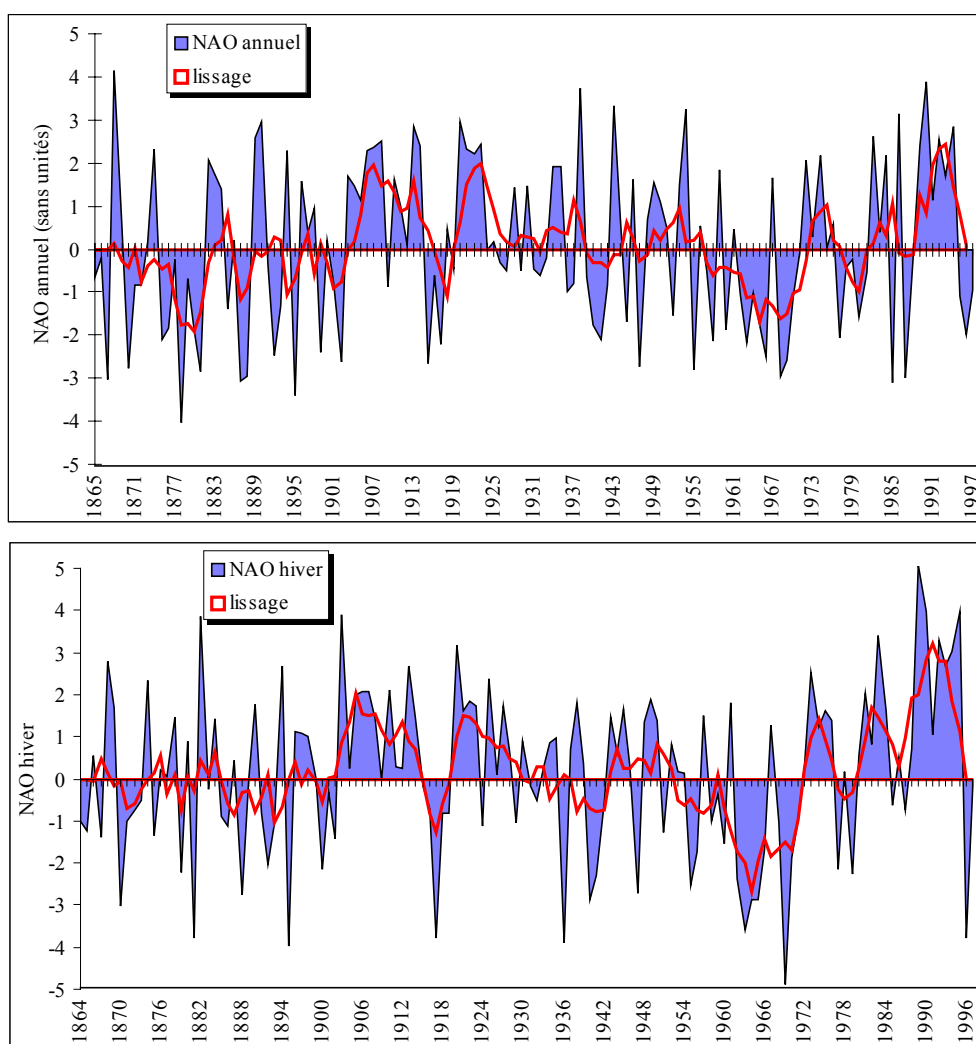


Figure V.9 : indices de NAO annuel (en haut) et de NAO hivernal (en bas) avec une moyenne mobile sur 5 ans (non pondérée), reconstruits sur 1864-1997. D'après Hurrell (1995)

Les climatologues ont observé qu'à un indice positif de NAO (c'est à dire des pressions supérieures à la normale aux Açores et inférieures à la normale vers l'Islande) correspondent en général des conditions plus humides et plus douces sur l'Atlantique nord-ouest (Scandinavie, Islande...) et des conditions plus sèches sur le centre et le sud de l'Europe. En revanche, un indice négatif entraîne des courants d'ouest océaniques affaiblis et donc des conditions assez sèches et anticycloniques sur le Nord de l'Europe, tandis que le sud de l'Europe est alors plus humide.

V.2.3.4 quelles sont les causes de telles variations ?

L'augmentation de la variabilité de la NAO depuis 1950 est bien reconnue, cependant les causes d'une telle variabilité sur l'Atlantique ne sont pas encore claires. Dans le Chapitre III, nous avons évoqué brièvement le fait qu'aucune relation ne semblait exister entre le bilan des glaciers et l'activité solaire. Cette variable ne semble pas non plus reliée à la NAO puisque la périodicité du balancier atmosphérique, à la différence de celle de l'activité solaire, varie très largement sur le siècle. Cependant, aucun système climatique régional n'existe seul, et des liens entre la NAO et d'autres indices climatiques restent encore à établir.

V.2.4 RELATIONS NAO ET DONNEES METEOROLOGIQUES

Les constatations des climatologues sur les liens entre les signes de la NAO (+ et -) et les conditions climatiques en Europe nous amènent à développer brièvement les relations entre les variables météorologiques évoquées dans les paragraphes ci-dessus et l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique. Ce type de relations n'est pas envisagé ici pour l'ensemble des stations météorologiques mais nous évoquerons rapidement le Groenland, quelques stations scandinaves et quelques points dans le sud de l'Europe (France, Suisse).

V.2.4.1 NAO et températures

La figure V.10 présente des comparaisons entre la variable de NAO annuelle et celle de température moyenne annuelle pour différentes stations : Tromsø (Norvège), Lyon (France), Stornoway (Grande-Bretagne) et Jakobshavn (Groenland). Les périodes sont différentes pour chacune des stations suivant les séries disponibles. Les séries sont centrées réduites pour s'affranchir des unités.

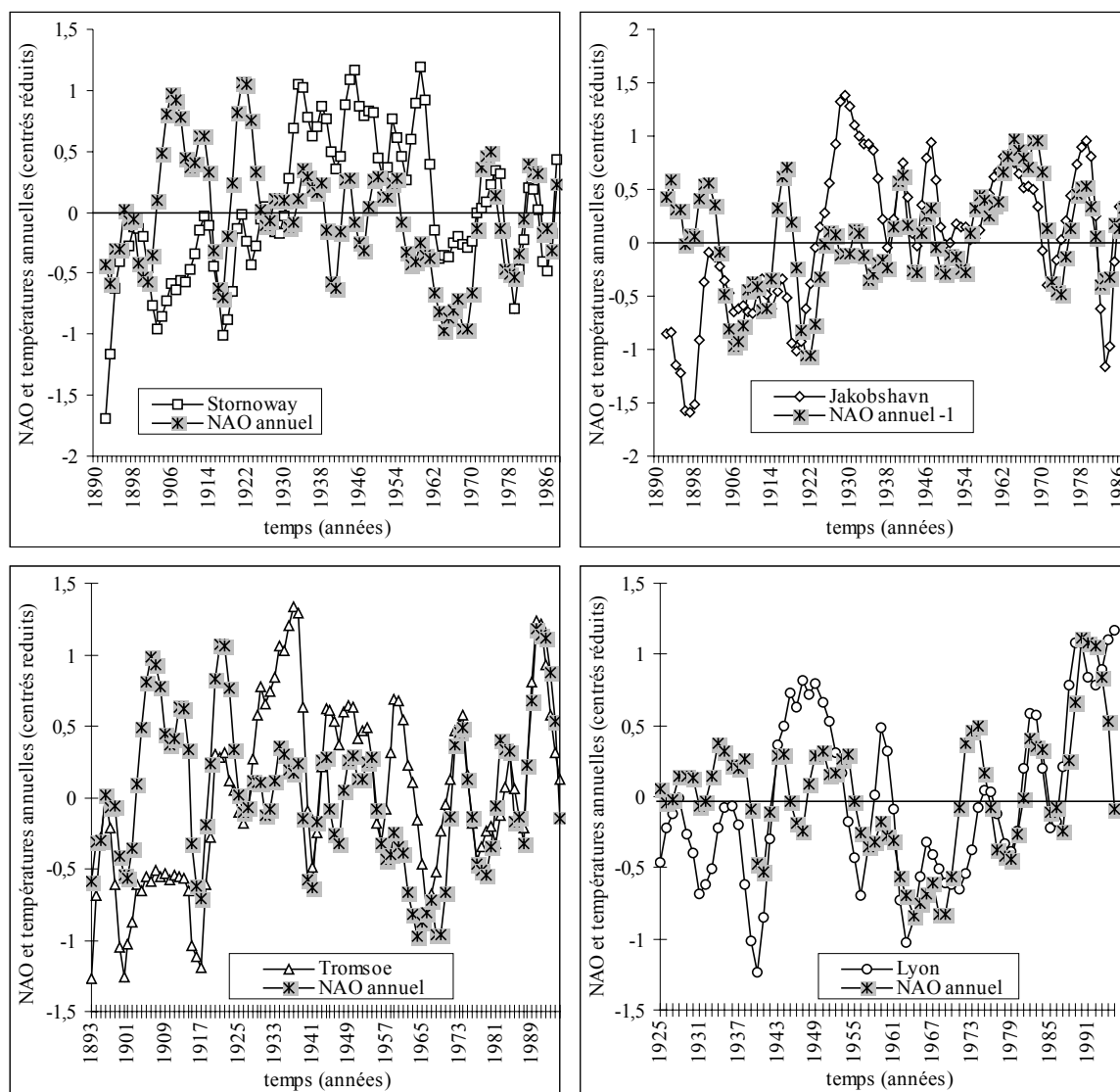


Figure V.10 : indices de NAO annuel et séries de températures moyennes annuelles pour quatre stations européennes. Les données sont centrées, réduites par l'écart-type et filtrées par une pondération de type 1-2-3-2-1 (sans unité)

Ces graphes (ainsi que d'autres sur lesquels nous avons travaillé mais qui ne sont pas présentés ici) illustrent quelques généralités sur la relation entre les variables NAO annuel et températures annuelles. Aucune de ces stations ne semble mieux ou moins bien reliée à la NAO sur la période globale, mais sur des périodes en particulier, certaines le sont plus que d'autres.

Si les valeurs annuelles sont très faiblement corrélées, en revanche, les séries de moyennes mobiles montrent des similitudes, une fois ôtée la variabilité annuelle (en réalité les hautes fréquences inférieures à 5 ans), et plus particulièrement sur les 30 dernières années. A des valeurs de NAO positives correspondent donc le plus souvent des températures supérieures à la normale dans le nord de l'Europe (ceci est particulièrement visible récemment).

Les températures des Alpes et de la Scandinavie que nous avons trouvées en phase sont également toutes les deux en phase avec la NAO, ce qui est un bon indice pour considérer cette variable de NAO comme représentative des variations climatiques à grande échelle.

Ces graphes permettent ainsi de retrouver les tendances générales des variations communes entre NAO et températures sur le siècle. Ainsi les pressions étaient anormalement basses dans le creux Islandais depuis le début du siècle jusqu'aux années 1930 (alors qu'elles étaient supérieures à la normale aux plus basses latitudes). Le vent avait alors une forte composante d'ouest et l'influence de l'océan a contribué à des hivers assez chauds sur la plupart de l'Europe. La NAO est alors dans une phase positive. Des années 1940 aux années 1970, les hivers en Europe semblent plus rigoureux, avec des températures plus froides que la normale. La NAO passe alors à des valeurs négatives. Et depuis 25 ans, un renversement visible s'est produit, avec des valeurs de NAO sans précédent depuis 1980. Depuis dix ans, les indices se révèlent exceptionnellement positifs en comparaison de la série entière débutée en 1864. Ainsi les hivers 1983, 1989 et 1990 ont été marqués par des indices de NAO positifs les plus hauts depuis 1864. L'oscillation est dans une phase extrême pendant les hivers, contribuant au réchauffement observé sur l'Europe du nord et au léger refroidissement dans le Nord ouest de l'Atlantique (Groenland).

Les variations des températures sur le siècle semblent donc s'expliquer assez bien avec les variations de la variable NAO.

Sur la côte ouest du Groenland (Jakobshavn), les deux séries oscillent en opposition de phase, ce que confirment également les résultats de Appenzeler et al. (1998a et b). Les deux séries sont par ailleurs déphasées de quelques années. L'est du Groenland présente des corrélations positives cette fois mais plus faibles qu'à l'ouest.

La NAO, bien que présente tout au long de l'année se manifeste principalement en hiver. Nous avons alors illustré sur la figure V.11 les relations entre les températures annuelles et la NAO annuelle (haut de la figure) et les mêmes variables hivernales (décembre à mars, en bas) à Tromsøe.

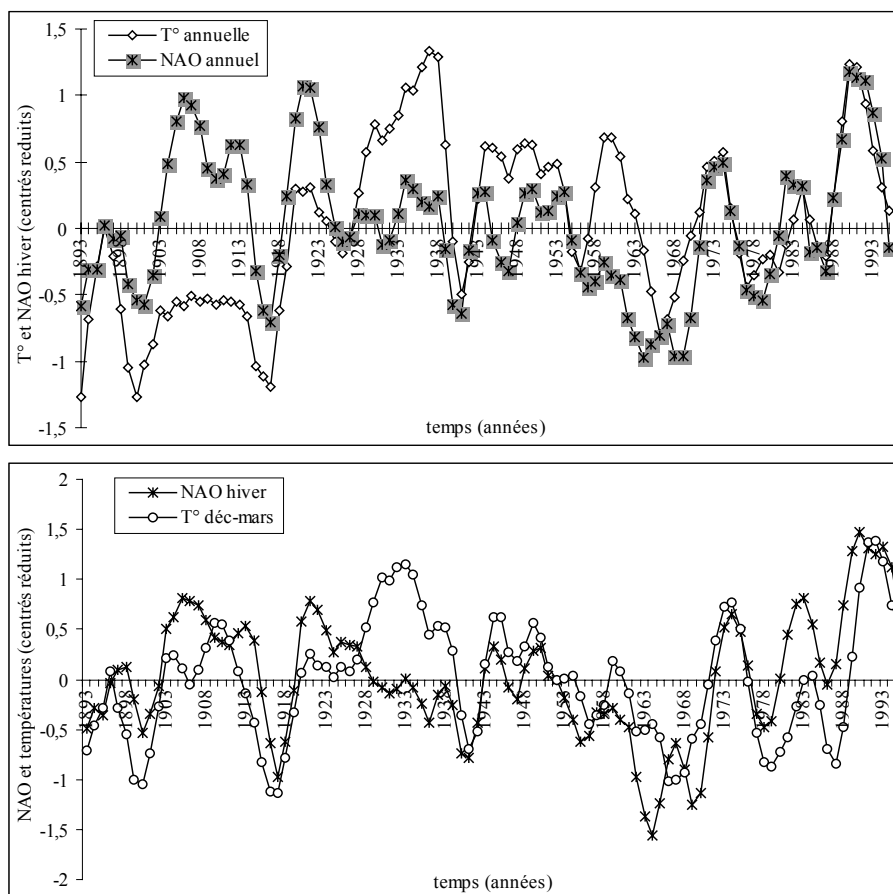


Figure V.11 : station de Tromsø (Norvège), données de NAO annuelle et températures annuelles (partie a) et NAO hiver et températures hivernales (décembre à mars, partie b) en valeurs centrées réduites et en moyennes mobiles sur 5 ans (filtre 12321) (sans unité)

Globalement, les relations semblent plus marquées sur les valeurs hivernales, tandis que les comparaisons des données d'été ne montrent qu'un lien assez pauvre, probablement du à l'atténuation des régimes dépressionnaires pendant cette époque de l'année.

V.2.4.2 NAO et précipitations

Quelques relations entre NAO et précipitations annuelles sont illustrées sur la figure ci dessous (figure V.12) où les données sont également traitées à l'aide de moyennes mobiles.

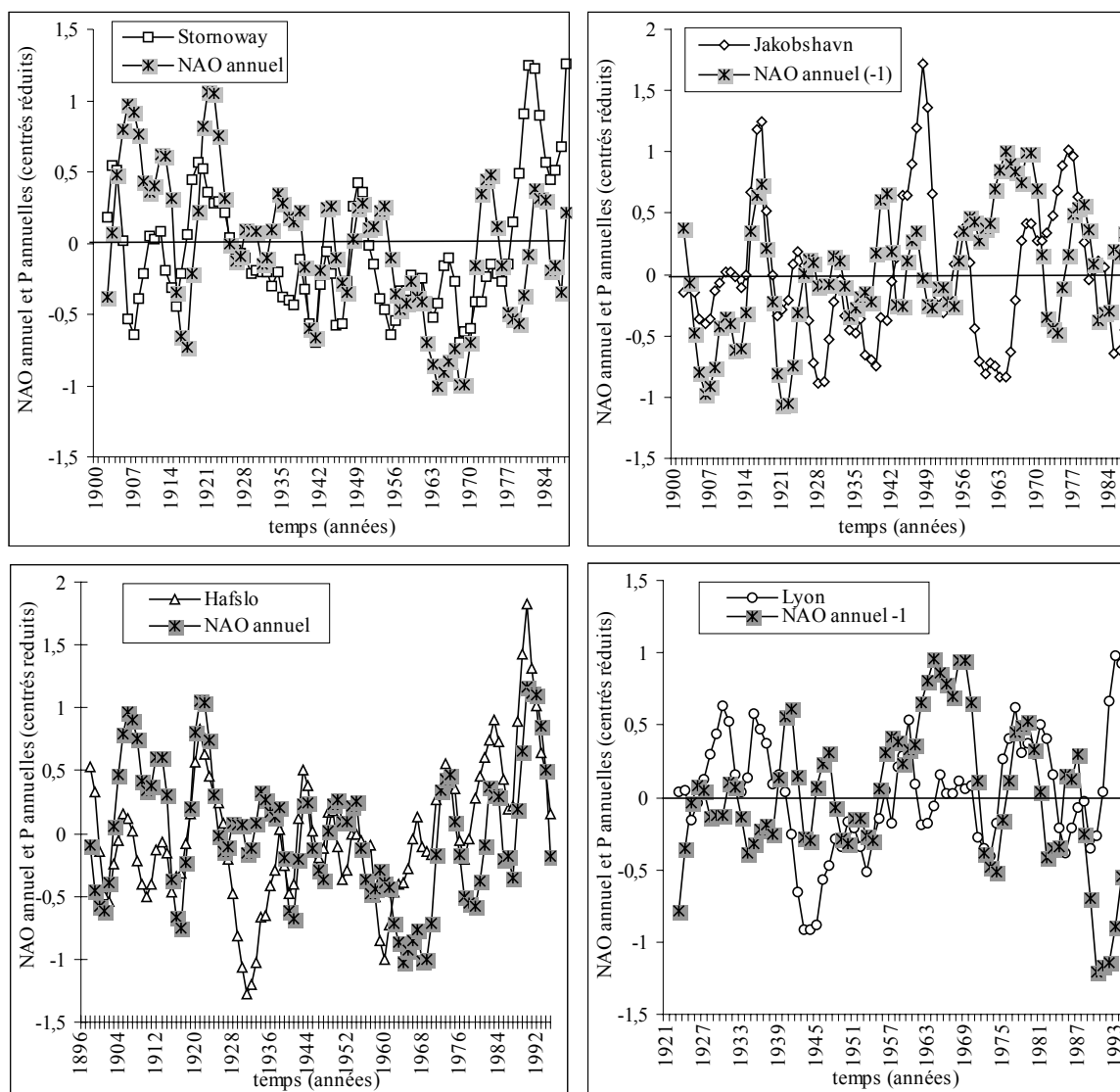


Figure V.12 : indices de NAO annuel et séries de précipitations cumulées annuelles pour quatre stations européennes. Les données sont centrées, réduites par l'écart-type et filtrées par une pondération de type 1-2-3-2-1 (sans unité)

L'ensemble des corrélations que nous avons calculées entre les séries de valeurs annuelles sont nulles ou très faibles (par exemple, à Ammassalik au Groenland, la corrélation sur le siècle est $R=0.002$ entre NAO et précipitations annuelles sur 100 ans). Cependant, les moyennes mobiles permettent de dégager des grandes tendances communes à ces deux variables. Aux valeurs de NAO négatives correspondent en général des conditions plus humides dans le nord de l'Europe (la corrélation est en effet positive avec la Scandinavie) et plus sèches dans le sud de l'Europe (la corrélation est cette fois négative, puisque les données de NAO avec Lyon ont été prises avec un signe -). Sur la période récente cependant, les données de Lyon sont en opposition de phase. L'augmentation des précipitations à Lyon n'est pas perceptible dans les valeurs de NAO.

La relation entre les différentes séries est également plus prononcée en hiver, ce que l'on explique facilement puisque la NAO caractérise les systèmes dépressionnaires (traduits par la quantité de précipitations) souvent plus actifs à cette époque de l'année.

V.2.4.3 conclusion

Ces quelques exemples montrent une certaine adéquation entre les variables météorologiques et l'indice de NAO, particulièrement plus prononcée sur les 30 dernières années. Il semble donc que des modifications des caractéristiques des températures et de précipitations sur l'Atlantique nord (et même sur l'hémisphère nord dans sa globalité) sont reliées aux changements décennaux des circulations atmosphérique (de la basse troposphère) et océanique, principalement sur les dernières décennies. Par exemple, le récent refroidissement que l'on observe sur l'Atlantique nord ouest (c'est à dire les froids anormaux pendant les hivers prédominants près du Groenland et à l'est de la Méditerranée) et le réchauffement sur l'Europe et l'Eurasie (avec de très douces conditions notables en Scandinavie, dans le Nord de l'Europe, dans l'ancien Union Soviétique et sur la plupart de l'Asie centrale) depuis les années 1980, peuvent être directement reliés aux changements décennaux de la NAO (Hurrell et al., 1997).

En revanche, sur le siècle, de fortes différences existent entre les séries puisque les données annuelles ne montrent que très peu de cohérence. Seules les moyennes mobiles, en ôtant la variabilité annuelle du signal sur les séries, ont permis de distinguer un signal commun. L'intérêt de la NAO comme variable *proxy* des séries météorologiques est donc limité et elle ne pourra pas être utilisée pour détailler les variations annuelles de ces paramètres au cours du siècle.

V.3 RELATIONS BILANS DE MASSE ET PARAMETRES CLIMATIQUES

V.3.1 INTRODUCTION

La variable de bilan de masse glaciaire est la résultante de deux phénomènes développés au cours de l'année : l'accumulation d'une part, liée en majeure partie aux chutes de neige sur le glacier (et donc traduite par les valeurs annuelles des précipitations) et l'ablation, facteur résultant des bilans d'énergie en surface du glacier (dont la température au sol est une conséquence). Pour comprendre les variations du bilan sur les périodes de mesure ainsi que les structures observées à l'échelle du massif (celles du Chapitre IV), il est important de relier le bilan de masse annuel sur le glacier à ces phénomènes *source*. Cependant, comme le soulignent Khun et al. (1985), même si les températures (estivales en particulier) et les précipitations (hivernales) sont parmi les meilleures variables pour déterminer le bilan de

masse d'un glacier, il ne fait aucun doute que des variables et des processus plus complexes doivent être pris en compte pour une formulation quantitative des relations bilan de masse-climat (et notamment le bilan d'énergie global à la surface du glacier).

L'approche choisie est l'analyse des relations simples entre les données de bilans et celles des variables météorologiques de précipitations et de température. Cette étude nous permet également de discuter brièvement de l'importance des reconstitutions passées du bilan de masse, ces séries de bilan étant souvent utilisées dans les estimations du bilan moyen sur le siècle. Dans la deuxième partie de cette section, les analyses nous amènent à l'étude de la relation entre le bilan de masse glaciaire et l'Oscillation Nord Atlantique, puisque cette variabilité à grande échelle semble être en majeure partie responsable des variations de précipitations et de températures sur le bassin Atlantique Nord.

V.3.2 RELATION BILAN DE MASSE ET PARAMETRES METEOROLOGIQUES

V.3.2.1 relations bilans - températures

a) évolutions parallèles des bilans et de la température

Parmi l'ensemble des variables saisonnières de températures, les températures estivales sont celles qui expliquent le mieux le bilan de masse annuel (par exemple, Martin (1977), Khun et al. (1985)). Afin de donner un aperçu très général de la relation entre le bilan annuel et les températures estivales, nous présentons dans ce paragraphe, l'évolution simultanée de ces variables pour les deux glaciers de Sarennes et de Nigardsbreen (figure V.13).

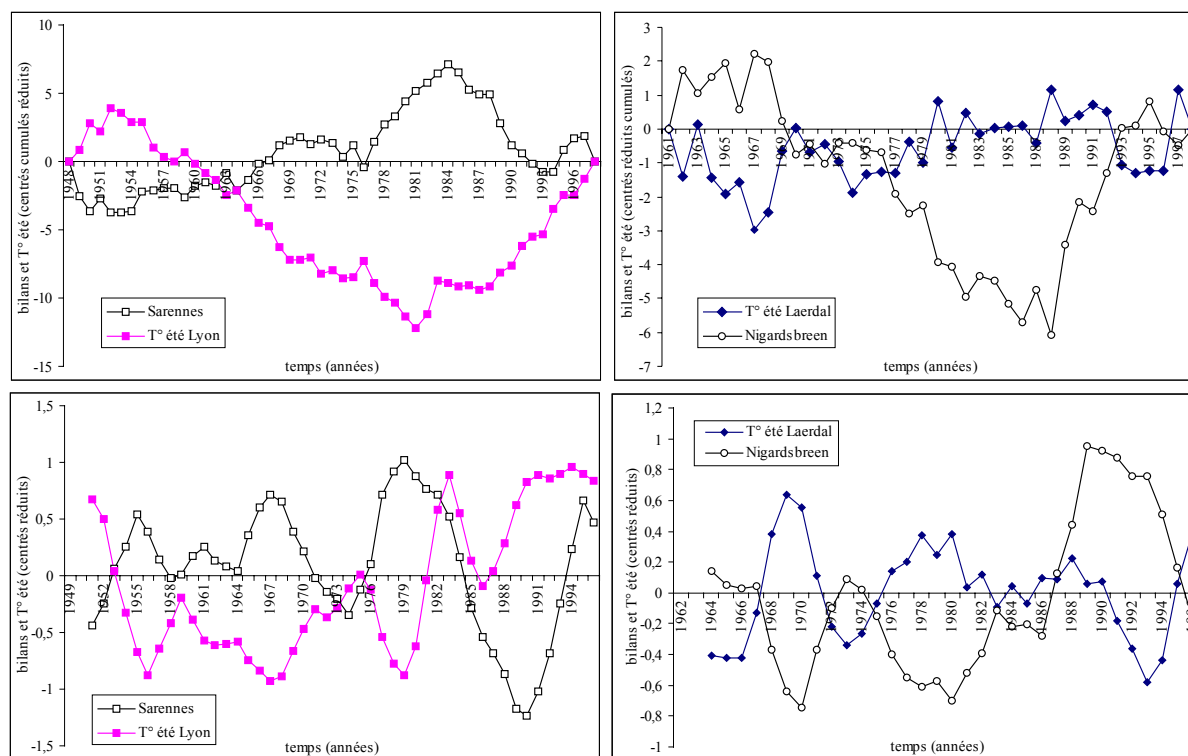


Figure V.13 : bilans annuels et températures estivales (centrés cumulés réduits en haut et en moyennes mobiles sur 5 ans en bas) sur les glaciers de Sarennes et Nigardsbreen et les stations de Lyon et de Laerdal (1949-1998 et 1962-1998)

Ces figures reflètent en réalité un comportement attendu : globalement, lorsque les températures augmentent en plaine, les bilans des glaciers passent en dessous de leur valeur moyenne et réciproquement. Sur les Alpes occidentales, les comportements de la température et du bilan ne sont pas en phase vers le milieu des années 1980 : les températures d’été diminuent mais les bilans également. Les bilans de Sarennes ne suivent donc plus les températures de Lyon. L’ablation était cependant en hausse sur ce glacier récemment.

Nous analysons alors les régressions entre les différentes variables et le détail de l’évolution de ces relations dans le temps dans les paragraphes suivants.

b) relations sur la période globale de mesure

Les coefficients de corrélation et de régression entre bilans et données de températures aux stations voisines des glaciers sur le bassin Atlantique nord sont présentés dans le tableau V.9 pour quelques sites. Nous utilisons comme variables, les températures moyennes annuelles (calculées sur la période hydrologique octobre t à septembre $t+1$), celles d’été (moyennes des mois de juin à août) et d’hiver (moyennes des mois de novembre à mars) ainsi que les bilans annuels, hivernaux et estivaux.

<i>glacier</i>	<i>station</i>	<i>période</i>	<i>distance</i>	<i>variables</i>	<i>coeff. corr.R</i>	<i>coeff. reg. a</i>
----------------	----------------	----------------	-----------------	------------------	----------------------	----------------------

			<i>km</i>	<i>(m/°C)</i>		
Sarennes	Lyon-Bron	1949-1998	150	bilan/T°été	-0.50	-0.4092
				b été/T°été	-0.66	0.447
				b hiv/T°hiv	0.39	
Saint-Sorlin	Lyon-Bron	1958-98	150	bilan/T°été	-0.56	-0.4643
Argentière	Chamonix	1976-98	10	bilan/T°été	-0.57	
Caresèr	Bormio	1967-95	20	bilan/T°été	-0.34	-0.1965
Silvretta	Andermatt	1960-94	160	bilan/T°été	-0.44	-0.2298
Griès	L. Toggia	1962-99		bilan/T°été	-0.49	-0.3867
Storbreen	Laerdal	1949-1998	45	bilan/T°été	-0.76	-0.5513
Engabreen	Tromsoe	1970-98	400	b été/T°été	0.71	-0.455
				b hiv/T°hiv	0.37	0.253
				bilan/T°été	-0.46	-0.4238
Nigardsbreen	Laerdal	1962-98	80	b été/T°été	0.83	-0.578
				b hiv/T°hiv	-0.67	0.20
				bilan/T°été	-0.70	-0.8534

Tableau V.9 : coefficients de corrélation R et coefficients de régression a ($b = a T^{\circ} + cst$) en $m/^{\circ}C$, pour différents glaciers des Alpes et de la Scandinavie, entre les données de bilans (annuels, estivaux et hivernaux) et les séries de températures moyennes d'été et d'hiver aux stations voisines. Pour le glacier d'Argentière, le bilan est la moyenne du bilan centré aux trois profils du haut.

Si globalement, la figure V.13 montrait un comportement commun des variables de bilans et de températures, les valeurs annuelles, en particulier dans les Alpes, sont assez mal corrélées. La corrélation ne dépasse pas 0.66 entre les bilans estivaux et les températures d'été sur Sarennes⁸. Ces corrélations sont meilleures en Scandinavie où la fonte du glacier peut facilement être reliée aux températures moyennes de l'été. La variable de température a souvent été utilisée en première approximation lors de reconstitutions passées du bilan annuel, mais la relation entre bilan estival et températures estivales est encore bien meilleure lorsque on distingue l'ablation de neige et l'ablation de glace (à cause de la différence d'albédo entre ces deux composés). On observe alors quasiment un coefficient 2 entre les facteurs degrés jours (Vincent et al., 1997).

c) évolution des relations au cours du temps

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons mis en évidence une très légère augmentation des températures (surtout hivernales dans les Alpes et plutôt estivales en Scandinavie) au cours du vingtième siècle, et au Chapitre III, nous avons noté une augmentation assez marquée de l'ablation sur Sarennes, mais des valeurs constantes en

⁸ tandis que l'accumulation hivernale n'est pas reliée aux données de températures d'hiver, les corrélations restent faibles

Scandinavie sur les dernières décennies. Quelles sont les conséquences pour les bilans de masse glaciaires ?

Dans ce contexte, nous examinons comment a évolué la part des températures estivales dans le bilan annuel. La figure V.14 présente pour les glaciers de Sarennes, Saint-Sorlin, Caresèr, Nigardsbreen, Silvretta et Gries, l'ensemble des corrélations entre le bilan annuel et les températures estivales aux stations voisines. Ces corrélations sont calculées sur 15 années puis décalées à l'aide d'une fenêtre glissante.

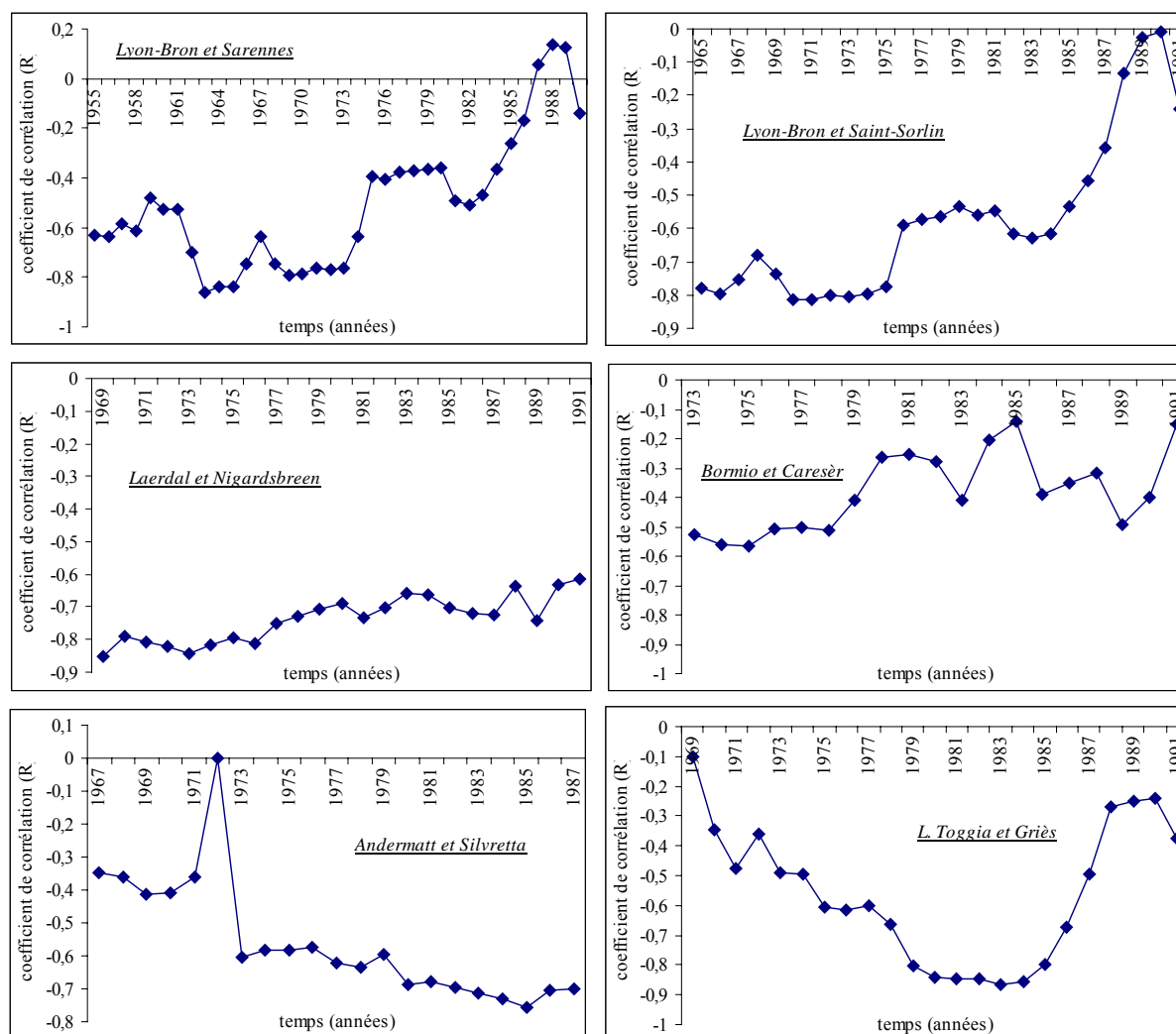


Figure V.14 : coefficients de corrélation R entre les données de bilans annuels de Sarennes, Saint-Sorlin, Caresèr, Nigardsbreen, Sivretta et Gries et les séries de températures moyennes d'été (juin à août) aux stations voisines. Les corrélations sont calculées sur 15 ans à l'aide d'une fenêtre glissante. L'échelle des temps des abscisses correspond à l'année du milieu de la corrélation sur 15 ans

Pour certains glaciers, comme Sarennes, Saint-Sorlin, Caresèr ou Nigardsbreen, la part des températures estivales dans le bilan annuel a diminué au cours du temps, ce qui semble être l'inverse pour les glaciers suisses Silvretta et Gries. En Scandinavie, elle diminue légèrement mais reste à des valeurs assez élevées. Les températures en Scandinavie ont augmenté

récemment, mais l'ablation reste assez constante et la part de l'ablation dans le bilan augmente, d'où ces valeurs en légère diminution. Sur Sarennes, la corrélation a très fortement chuté, ce que confirme l'examen visuel de la figure V.13. Actuellement, l'ablation augmente sur Sarennes, la part de l'ablation dans le bilan également, mais les températures d'été diminuent légèrement.

Le tableau V.10 présente les valeurs de corrélations entre bilans annuels et températures estivales pour les glaciers de Sarennes, Caresèr, Storbreen et Nigardsbreen sur deux périodes différentes (comme dans l'analyse de l'évolution des températures, nous utilisons les périodes avant et après 1980).

	<i>avant 1980</i>	<i>après 1980</i>
Sarennes-Bron	-0.70	-0.16
Caresèr-Bormio	-0.55	-0.18
Storbreen-Laerdal	-0.83	-0.70
Nigardsbreen-Laerdal	-0.82	-0.64

Tableau V.10 : coefficients de corrélation entre les bilans annuels de Sarennes, Caresèr, Storbreen et Nigardsbreen et les températures moyennes estivales aux stations voisines sur deux périodes distinctes (avant et après 1980)

L'explication du bilan annuel par les températures estivales est moins marquée actuellement qu'auparavant. Les bilans annuels ne suivent plus les températures estivales, alors que la relation bilan d'été-températures estivales reste assez forte. Cependant, les coefficients de corrélation ont été testés sur ces trois périodes, et aucune différence n'est significative, même la forte diminution sur Sarennes entre les deux dernières périodes. Une explication est peut-être à chercher dans les relations bilans-précipitations

V.3.2.2 relations bilan - précipitations

a) évolutions parallèles du bilan et des précipitations

Pour disposer d'un aperçu très général de l'évolution simultanée des bilans et des précipitations, la figure V.15 montre, d'une part les valeurs centrées réduites des bilans annuels et des précipitations hivernales sur Sarennes et Nigardsbreen et d'autre part, ces mêmes variables mais en moyennes mobiles. Nous présentons aussi le bilan hivernal et les précipitations hivernales en moyennes mobiles pour ces deux glaciers.

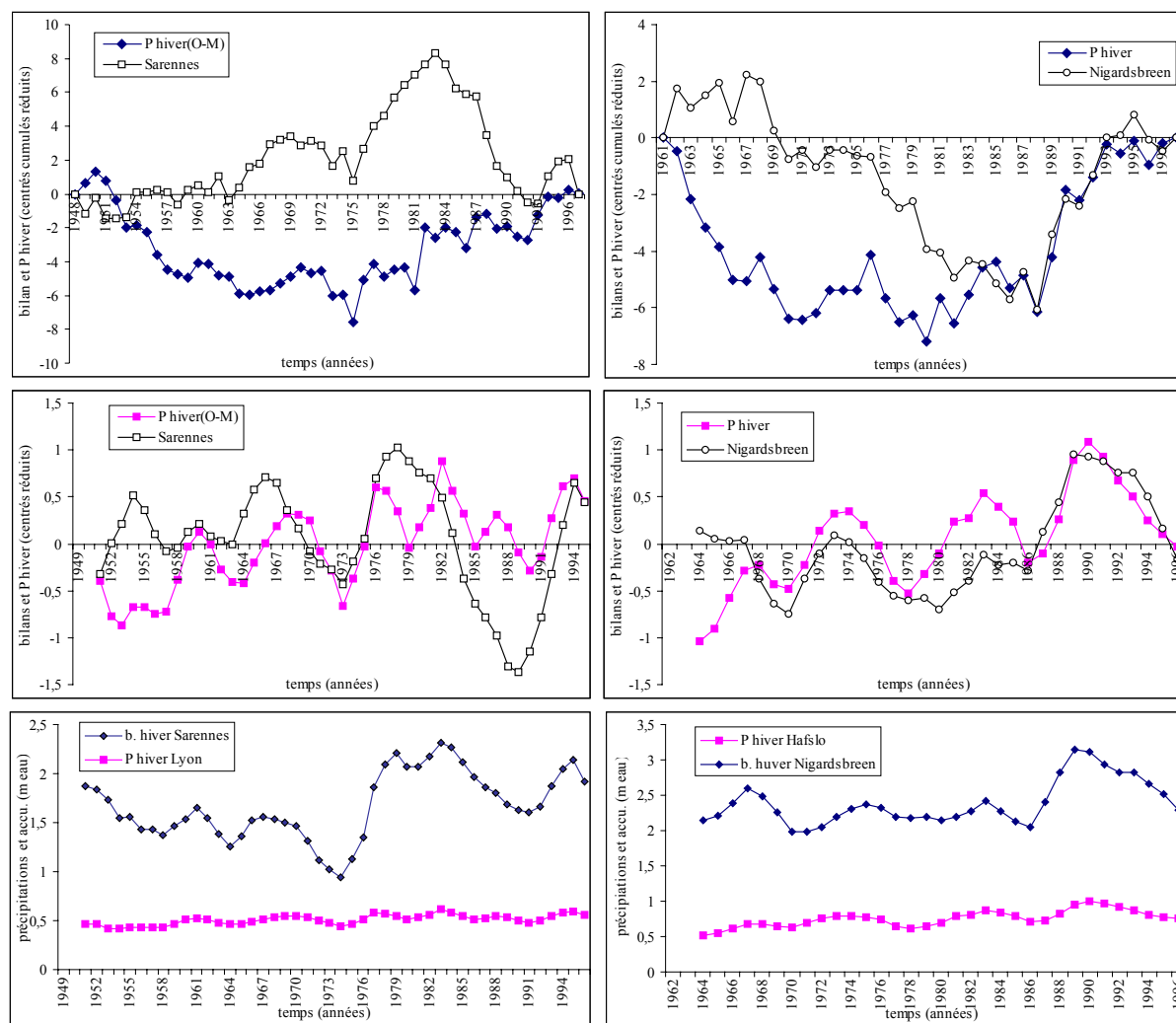


Figure V.15 : en haut, bilans annuels et précipitations d'hiver (octobre à mai) en valeurs centrées réduites cumulées pour Sarennes et Nigardsbreen, avec les stations météo voisines Lyon et Hafslø ; au milieu, les mêmes variables mais cette fois en moyennes mobiles sur 5 ans ; en bas, les précipitations d'hiver et les bilans hivernaux aux mêmes stations en moyennes mobiles (non centrées réduites)

Globalement, les deux premières parties de la figure nous montrent que lorsque les précipitations hivernales augmentent, le bilan annuel également, plus particulièrement sur la Scandinavie. Sur Sarennes, le bilan diminue vers le milieu des années 1980, or les précipitations continuent à augmenter. Ceci s'explique parce que l'ablation à cette époque devient également extrêmement importante.

La dernière partie de cette figure met en évidence le gradient important entre les précipitations en plaine et celles en montagne, avec un effet amplificateur du glacier dû à des effets orographiques locaux (par exemple, Hagen dans Jania, 1996). De petites variations en plaine sont fortement répercutées à l'altitude du glacier.

a) relation sur la période globale de mesure

Nous développons les corrélations entre les données de précipitations et les données de bilans sur différents glaciers (tableau V.11). Les précipitations annuelles sont calculées sur l'année hydrologique d'octobre t à septembre $t+1$, celles d'hiver d'octobre t à mai $t+1$.

<i>glacier</i>	<i>station</i>	<i>distance</i>	<i>période</i>	<i>variables</i>	<i>coefficient</i>	<i>coeff.reg. a</i>
Sarennes	Lyon-Bron	150	1950-1998	bilan/P.ann.	0.56	3.735
				bilan/P.hiv	0.31	2.319
				b hiv/P hiv	0.65	3.01
	Besse		1949-1993	bilan/P.ann.	0.43	
Saint-Sorlin	Lyon-Bron	150	1958-1998	bilan/P.ann	0.44	3.013
Silvretta	Andermatt	160	1960-1998	bilan/P. ann	0.43	1.342
				bilan/P hiv	0.40	1.594
Griès	Toggia		1962-1998	bilan/Pann	0.52	0.001
				bilan/Phiv	0.42	0.001
Engabreen	Tromsoe	400	1970-1998	bilan/Pann	0.64	0.01
				bilan/P hiv.	0.73	6.46
				b hiv/P hiv	0.73	5.06
Storglaciaren	Tromsoe	185	1946-1998	bilan/Pann.	0.49	2.07
				bilan/ P hiv	0.59	3.58
Nigardsbreen	Hafslo	80	1962-1998	bilan/Pann	0.66	3.03
				bilan/ P hiv	0.64	2.98
				b hiv/P hiv	0.76	2.09
Storbreen	Hafslo	45	1949-1998	bilan/Pann	0.67	1.88
				bilan/ P hiv	0.64	2.17
				b hiv/P hiv	0.63	

Tableau V.11 : coefficients de corrélation entre bilans de masse annuels ou hivernaux et précipitations annuelles ou hivernales (octobre à mai) sur différents glaciers

Les précipitations semblent mieux reliées au bilan annuel sur les glaciers scandinaves de type maritime comme Engabreen ou même Nigardsbreen, que sur les glaciers des Alpes. Dans tous les cas, les précipitations d'hiver (octobre à mai) semblent mieux expliquer la variance du bilan que les précipitations annuelles. Les corrélations sur la région alpine sont aussi élevées que celles entre bilan et températures, soulignant également l'importance de ce paramètre dans l'explication du bilan.

Notons que les bilans hivernaux en montagne sont jusqu'à cinq fois supérieurs aux précipitations en plaine.

Les corrélations parfois faibles entre bilans et précipitations peuvent s'expliquer par les distances importantes entre le glacier et la station. Par exemple, Hagen (dans Jania, 1996) souligne qu'entre les glaciers du Svalbard (Midtre Lovénbreen et Austre Brøggerbreen) et la

station de Ny-Ålesund, voisine de 5 km seulement, la corrélation entre les précipitations hivernales (septembre à juin) et les accumulations hivernales ne dépassent pas 0.63 sur les 14 années de mesure 1975-1988.

b) évolution au cours du temps de ces relations

Dans les Chapitres III et IV, nous avons noté certains changements du comportement des glaciers au cours du temps. Le Chapitre III notamment, montrait que l'accumulation et l'ablation avaient augmenté (dans les Alpes) récemment et que la part de l'accumulation dans le bilan semblait à l'heure actuelle plus importante que sur certaines périodes passées. Comme pour les températures, on peut évaluer l'évolution dans le temps de la part des précipitations hivernales (octobre à mai) dans le bilan annuel. La figure V.16 présente les glaciers de Sarennes et Nigardsbreen.

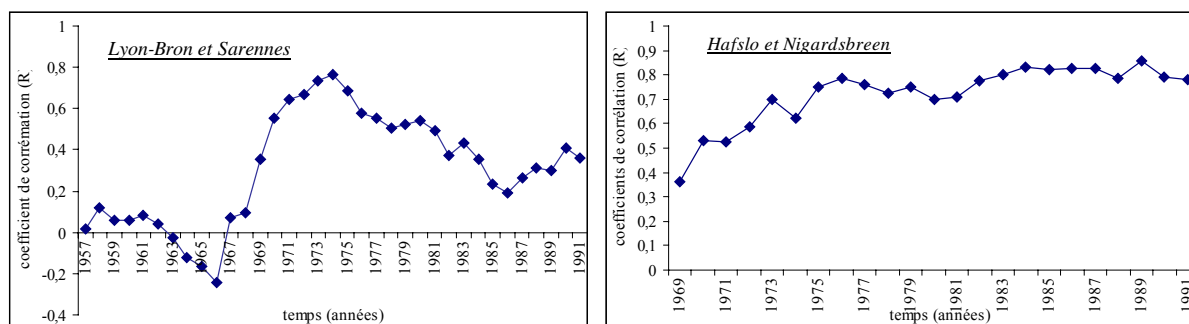


Figure V.16 : coefficients de corrélation sur 15 ans (avec une fenêtre glissante) entre les bilans annuels de Sarennes et Nigardsbreen et les données de précipitations d'hiver (octobre-mai) aux stations de Lyon-Bron et Hafslø

En Scandinavie et sur Sarennes, la part des précipitations hivernales a donc réellement augmenté dans le temps. Sur Sarennes, cette augmentation est cependant moins régulière que sur Nigardsbreen, avec un pic de corrélation vers 1975. Cette diminution actuelle du rôle des précipitations était beaucoup plus atténuée sur la figure des corrélations bilan hivernal-bilan annuel (Chapitre III, figure III.7), soulignant le fait que les précipitations en plaine ne peuvent à elles seules expliquer le comportement des glaciers en altitude.

Le tableau V.12 présente ces coefficients de corrélations sur plusieurs périodes, comme nous l'avons fait pour les bilans des glaciers dans les deux massifs.

<i>glacier</i>	<i>station</i>	<i>distance</i>	<i>période</i>	<i>variables</i>	<i>coefficient</i>
Sarennes	Lyon-Bron		1950-1976	bilan/P. ann	0.69

			bilan/P hiv	0.25
			b hiv/Phiv	0.54
		1977-1986	bilan/P. ann	0.49
			bilan/P hiv	0.32
			b hiv/Phiv	0.74
		1986-1998	bilan/P. ann	0.45
			bilan/P hiv	0.46
			b hiv/Phiv	0.71
Griès	L. Toggia	1962-1976	bilan/P.ann	0.64
			bilan/Phiv	0.19
		1977-1986	bilan/P. ann	0.53
			bilan/P hiv	0.66
		1987-1998	bilan/Pann.	0.37
			bilan/Phiv	0.10
Silvretta	Andermatt	1960-1976	bilan/Pann.	0.64
			bilan/Phiv	0.48
		1977-1986	bilan/P. ann	0.29
			bilan/P hiv	0.42
		1987-1998	bilan/Pann.	0.06
			bilan/Phiv	0.15
Nigardbreen	Hafslo	1962-1976	bilan/Pann	0.46
			bilan/ P hiv	0.36
			b hiv/Phiv	0.59
		1977-1986	bilan/Pann	0.77
			bilan/ P hiv	0.78
			b hiv/Phiv	0.71
		1987-1998	bilan/Pann	0.79
			bilan/ P hiv	0.81
			b hiv/Phiv	0.87

Tableau V.12 : coefficients de corrélation entre bilans de masse annuels et précipitations annuelles ou hivernales (octobre à mai) pour différentes périodes

Dans le cas de l'accumulation sur Sarennes et des précipitations en plaine, le bilan semble mieux relié aux précipitations sur la période 1977-1986, où cette corrélation atteint $R = 0.74$. Or les précipitations de vallées n'ont que faiblement augmenté récemment ou, en tous cas, dans une plus faible mesure par rapport aux accumulations. Le glacier a donc un rôle amplificateur⁹, l'accumulation est en général supérieure sur le glacier par rapport à la plaine à cause d'un effet orographique (Hagen dans Jania, 1996).

Si cette relation entre bilans et précipitations est actuellement plus marquée, ceci peut s'expliquer par une plus forte variabilité de ces valeurs. Par exemple, sur Sarennes entre 1950

⁹ les précipitations sur le glacier peuvent être jusqu'à 10 fois supérieures aux précipitations en plaine

et 1970, les précipitations sont peu différentes d'une année sur l'autre (écart-type de 8 cm d'eau pour une moyenne de 48 cm d'eau) tandis que les températures varient assez fortement. Les corrélations bilan-températures sont alors assez marquées et les relations bilan-précipitations sont plus mauvaises. Sur 1975-1990, les variations des précipitations sont plus marquées, les corrélations b-P sont bien meilleures. Le bilan de masse dépend ainsi plus des précipitations sur cette période.

V.3.2.3 conclusion

Il est en général admis que les températures estivales expliquent un maximum de la variance du bilan. Dans ce travail, nous avons pu montrer que cette relation variait dans le temps et suivant les glaciers. Pour certaines périodes, l'une ou l'autre des variables de températures ou de précipitations est plus importante, en partie parce que la variabilité de ces séries augmentent ou diminuent. Dans les Alpes, par exemple sur Sarennes, la relation précipitations-accumulation est bien plus marquée actuellement, alors que celle avec les températures est moins évidente. L'accumulation a également augmenté, ce qui n'est apparemment pas le cas des glaciers autrichiens. On observe donc une atténuation de ce phénomène le long d'un profil ouest-est. A cause de la faible homogénéité des précipitations dans le temps et dans l'espace, des structures de variations de bilans non corrélées apparaissent sur certaines périodes, comme nous en avons rencontré pour les Alpes au Chapitre IV sur la période actuelle. En Scandinavie, on observe également une hausse de l'accumulation mais homogène pour tous les glaciers. La relation bilan-précipitations est également plus marquée sur la période récente, mais également plus structurées.

Le rôle amplificateur du glacier suscite de plus l'intérêt de suivre aussi les variations à haute altitude puisque la surveillance des glaciers et des précipitations en plaine n'entraînent pas les mêmes observations des quantités d'eau retenues ou captées dans le cycle hydrologique.

V.3.3 RECONSTITUTIONS METEOROLOGIQUES

V.3.3.1 introduction

Les relations statistiques entre les fluctuations des bilans de masse et les fluctuations des variables météorologiques permettent de reconstituer les bilans qui n'ont pas été observés, à partir des stations météorologiques plus ou moins éloignées du glacier. Dans le Chapitre IV, nous avons remarqué qu'à l'échelle du massif, les fluctuations annuelles se retrouvaient parfois d'un site à l'autre, mais qu'entre deux massifs comme les Alpes et la Scandinavie, cette cohérence disparaissait. Or, il est connu que les variations de longueurs des glaciers montrent des similarités sur les différents massifs pour de plus longues périodes, indiquant

des conditions d'entrée du signal climatique identiques (on observe pratiquement partout les mêmes avancées vers 1890, 1920 et 1970, et un retrait plus frappant vers 1940, Oerlemans (1994)). En est-il de même pour le bilan de masse ?

Ce type de reconstitutions des bilans à l'aide des paramètres météorologiques (dit P-T) a été utilisé de nombreuses fois sur des glaciers français (Martin, 1977 ; Vincent et al., 1997 ; Torinesi, 1999), suisses et autrichiens (Chen and Funk, 1990 ; Müller, 1994 ; Günther, 1982), Norvégiens (Tvede, 1982), américains (Tangborn, 1980), asiatiques (Duyrgerov, 1980 ; Kodakhov, 1966), du Groenland (Braithwaite, 1992)... Dans ce paragraphe cependant, nous n'avons pas pu, faute de temps ou de stations météorologiques suffisamment voisines du glacier, analyser et reconstituer l'ensemble des bilans des glaciers discutés dans le chapitre précédent. Toujours dans le but de comparer les massifs des Alpes et de la Scandinavie, ce sont ces deux massifs particuliers que nous allons présenter. Dans un deuxième temps, nous discuterons des conditions de validité de telles reconstitutions à l'aide des travaux déjà existants dans la littérature.

V.3.3.2 quelques reconstitutions de bilans de masse

Sur les Alpes, la figure V.17 présente les reconstitutions et les mesures de bilans de trois glaciers des Alpes en valeurs centrées cumulées. Les données reconstituées sur Sarennes sont celles de Martin (1977) et celles du Rhône sont de Chen et Funk (1990).

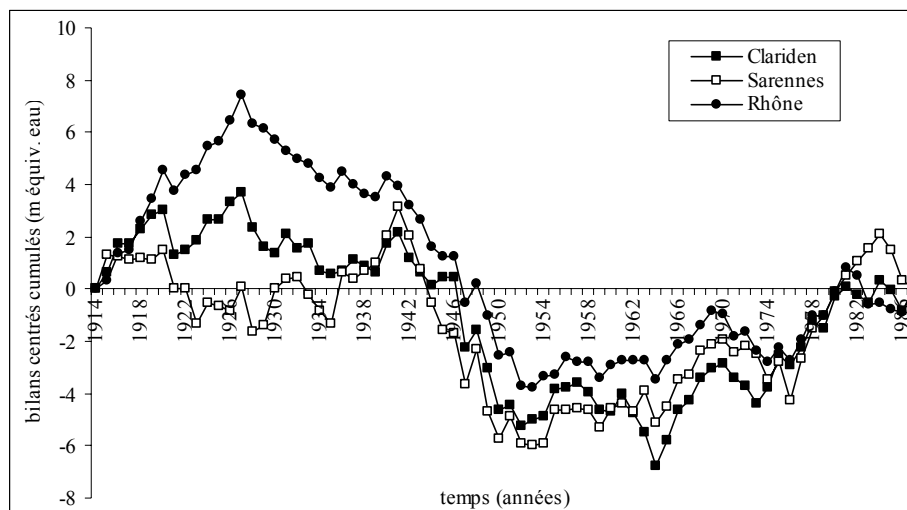


Figure V. 17: bilans centrés cumulés (m équiv eau) sur 1915-1987 sur Sarennes (reconstitués par Martin (1977) sur 1915-1948), sur Clariden (mesures) et sur le glacier du Rhône (reconstitués sur 1915-1982 par Chen et Funk (1990))

La corrélation entre les trois séries semble assez faible sur la période des reconstitutions 1914-1945. Sur cette période, les deux glaciers du Rhône et de Sarennes sont reconstitués, et

ces deux séries divergent totalement l'une de l'autre. Clariden et le Rhône semblent plus cohérents entre eux.

Pour comparer les variations à long terme deux massifs des Alpes et de la Scandinavie, la figure V.18 présente les reconstitutions des glaciers Engabreen (notre travail) et de Sarennes sur la longue période 1896-1998.

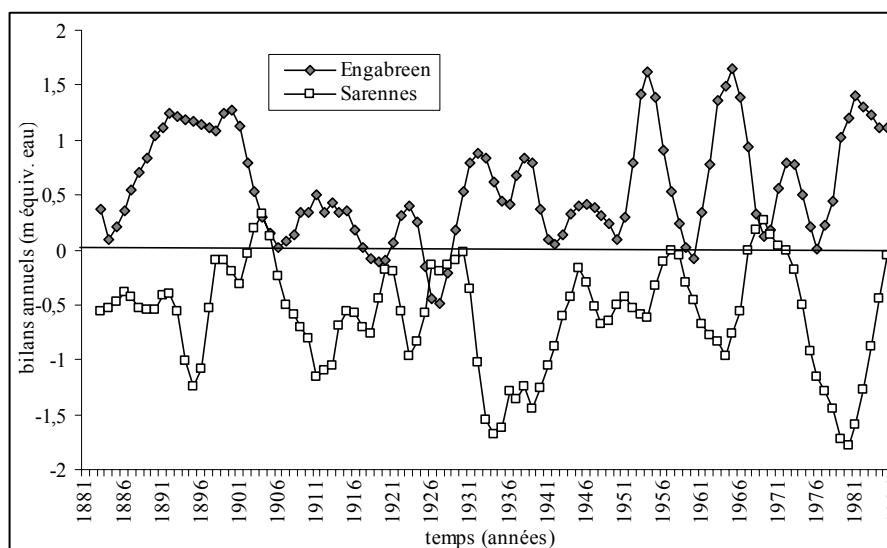


Figure V.18 : bilans annuels en moyennes mobiles filtrées (5 ans) des glaciers Engabreen et Sarennes sur 1896-1998. Engabreen est reconstitué à l'aide des données de Tromsø sur 1896-1970 et Sarennes avec Lyon sur 1896-1948 (Martin, 1977)

Cette figure met clairement en évidence sur ces longues reconstitutions que les deux massifs des Alpes et de la Scandinavie évoluent sensiblement en opposition de phase. Vallon et al. (1986) ou Reynaud et al. (1984) soulignaient cependant sur des études plus courtes des événements à grande échelle communs aux deux massifs.

Ces figures renforcent les remarques du Chapitre IV sur l'éventualité d'un comportement opposé de ces deux massifs, puisqu'à l'heure actuelle les glaciers scandinaves ré-avancent largement dans les vallées, ce qui n'est pas le cas des glaciers des Alpes. Nous discuterons de cette particularité lorsque nous aborderons les relations entre bilans et oscillation nord atlantique sur l'échelle du bassin atlantique.

V.3.3.3 limites de validité des reconstitutions

Les relations entre bilans et paramètres météorologiques ont évolué dans le temps, comme le montrent les paragraphes V.3.2.2 et V.3.2.3. On peut alors se poser la question de la stabilité de ces reconstitutions passées. D'une façon générale, Vallon (1997) écrit à propos de la stabilité de ces relations que : " Ces relations statistiques, bien qu'apparemment peu sensibles

à la durée de la période d'apprentissage dès que celle ci dépasse cinq ans, perdent en fait beaucoup de leur vertu prédictives dès que la variabilité inter-annuelle des conditions climatiques cesse d'être identique à celle de la période d'apprentissage ". Nous citerons les travaux sur ce sujet de Vincent et al. (1997) et Torinesi (1999) pour les reconstitutions du glacier de Sarennes. Ces auteurs ont montré que si Martin (1977) trouvait un coefficient de corrélation multiple entre les valeurs de bilans annuels et les températures estivales et les précipitations hivernales (avec comme période d'apprentissage 1950-1970) de 0.88 (soit 77% de variance expliquée), celui ci passe à 0.74 (soit seulement 55% de variance expliquée) si la période est 1950-1998. Les données de températures et de précipitations seules ne permettent pas d'expliquer assez efficacement les variations du bilan suivant les périodes. Un modèle plus physique (et non plus uniquement statistique) reliant le bilan de masse au cumul des températures positives journalières a permis à ces auteurs de montrer la nécessité de tenir compte de l'état de surface du glacier et de ces modifications (c'est à dire le rôle de l'albédo suivant la présence de neige ou de glace sur le glacier à l'instant t de l'année). La relation devient alors stable et le coefficient remonte à 0.81.

Dans le tableau suivant, nous présentons quelques coefficients de régression multiple calculés sur différentes périodes, afin de mettre en évidence les modifications susceptibles d'intervenir dans les reconstitutions (tableau V.13).

<i>glaciers</i>	<i>périodes</i>	<i>a (T°)</i>	<i>b (P)</i>	<i>R²</i>
	1970-1998	-0.43	4.60	0.58
Engabreen/Tromsoe	1970-1985	-0.40	5.40	0.62
	1985-1998	-0.49	5.30	0.58
Nigardsbreen/Hafslo	1962-1998	-0.66	2.10	0.68
	1962-1980	-0.86	1.09	0.75
	1981-1998	-0.44	2.91	0.68
Sarennes/Lyon	1950-1998	-0.45	3.28	0.43
	1950-1980	-0.51	2.87	0.62
	1980-1998	-0.35	3.34	0.20
Silvretta/Andermatt	1960-1994	-0.21	1.26	0.30
	1960-1980	-0.16	1.66	0.37
	1980-1994	-0.46	1.40	0.53

Tableau V.13 : coefficients de régression a et b et coefficients de corrélation multiple R² pour différents glaciers des Alpes et de la Scandinavie, sur différentes périodes de mesure

Ces valeurs font admettre qu'il existe à l'heure actuelle ce que l'on pourrait appeler un "changement climatique" avec des modifications des conditions de régimes sur le glacier. Une plus forte accumulation comme nous l'avons vu au Chapitre III (qui augmente peut-être la corrélation bilan-accumulation) ou une plus forte variabilité des précipitations comme nous

l'avons vu au Chapitre V entraînent donc des modifications sensibles des conditions de surface des glaciers (pendant tout l'été), ce qui influence la relation avec les températures.

Pour tester la solidité des reconstitutions, nous avons comparé les mesures de terrain des glaciers de Sarennes et Nigardsbreen avec les valeurs reconstituées à partir d'une période d'apprentissage 1980-1998 (figure V.19).

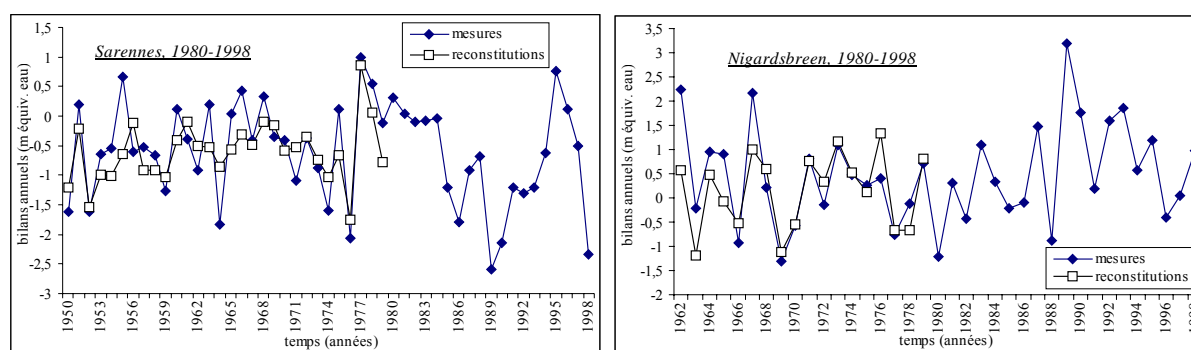


Figure V.19 : bilans de masse annuels des glaciers de Sarennes et Nigardsbreen, mesurés et reconstitués en utilisant les données de Lyon et Hafslø-Laerdal respectivement, sur la période d'apprentissage, 1980-1998

Les valeurs reconstituées et les mesures sont corrélées à 58% sur Sarennes (sur 1949-1979) et à 52% pour Nigardsbreen (sur 1962-1979), ce qui est assez faible. Ce type de validation a été largement développé dans Gelbert (1986) et Torinesi (1999) sur le glacier de Sarennes. Ces auteurs ont ainsi montré l'influence du choix de la période d'apprentissage sur les reconstitutions passées du bilan.

Les relations bilans-paramètres météorologiques n'étant pas stables dans le temps, les longueurs des périodes d'apprentissage doivent par conséquent être suffisamment importantes. Par exemple, sur les glaciers du Groenland, Braithwaite et al. (1992b) reconstituent les bilans de trois glaciers avec seulement 5 à 8 ans de mesure. Sur le glacier du Rhône, les mesures sont anciennes et de plus assez peu nombreuses puisque 27 années sont mesurées (dont 24 sur la période 1885-1908) pour 77 valeurs reconstituées. Ceci est également vrai pour la reconstitution des bilans du glacier Igan avec 7 ou 9 ans de mesure. Ces remarques confirment que seules de longues séries de mesures du bilan peuvent représenter correctement les fluctuations moyennes du climat. Gelbert (1986) avait par ailleurs montré que des périodes de 5 à 10 ans ne sont pas suffisantes pour obtenir des reconstitutions stables du bilan.

V.3.3.4. conclusions

Les reconstitutions météorologiques sont les seules méthodes possibles pour obtenir des informations sur le bilan sur des périodes qui n'auraient pas été mesurées. Cependant, même si elles ont souvent été utilisées dans la littérature, les méthodes statistiques classiques à partir des données météorologiques ne rendent compte que d'un seul état climatique donné et ne s'adaptent pas à de nouvelles conditions climatiques, en raison même de leur conception purement statistique. Cette relation bilan-paramètres météorologiques n'est donc pas constante dans le temps. La relation journalière obtenue par Vincent et al. (1997) ou Torinesi (1999) apporte un peu de physique permettant de s'adapter à de faibles changements du climat comme le passage du glacier de la zone d'accumulation à la zone d'ablation.

Si les reconstitutions statistiques classiques des bilans paraissent fiables pour des périodes d'apprentissage antérieures aux années 1980, elles le semblent moins à l'heure actuelle parce que les influences respectives des précipitations et des températures ont changé sur les dernières décennies. Ces remarques établies sur le glacier de Sarnes par Vincent et al. (1997) ou Torinesi (1999) sont ici confirmées sur d'autres glaciers. De telles longues séries de bilans de masse étant largement utilisées pour la modélisation des fluctuations glaciaires, il est donc nécessaire de préciser les limites de validité des relations pour pouvoir obtenir des relations bilan-climat fiables dans le temps.

V.3.4 OSCILLATION NORD ATLANTIQUE ET BILANS DES GLACIERS

V.3.4.1 Introduction

Pour affiner les réponses du bilan de masse aux variations du climat sur une échelle globale dépassant celle du massif, les paragraphes suivants sont consacrés à la recherche de relations entre les bilans de masse des glaciers bordant l'océan nord atlantique et l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique. Nous cherchons à déterminer et à comprendre les relations entre ces variables reflétant toutes deux le climat. Notre objectif est d'apporter quelques explications sur le comportement observé des glaciers ou sur la variété des situations météorologiques du bassin nord Atlantique. Dans ce contexte, nous présentons ici quelques résultats qui illustrent la relation sur les Alpes, en Scandinavie, ainsi que sur le reste du bassin Atlantique comme au Groenland ou en Islande. Ces relations sur les glaciers tempérés ont rarement été évoquées dans la littérature à l'exception de Nesje et Dahl (2000) ou Nesje et al. (2000).

V.3.4.2 bilans des glaciers des Alpes et NAO

a) relations bilans annuels – NAO annuel

Le tableau V.14 présente les coefficients de corrélation des valeurs annuelles de bilans de masse et de NAO pour les onze glaciers des Alpes déjà retenus au chapitre IV, sur la période 1967-1997. Le bilan étant estimé sur l'année hydrologique, les valeurs de NAO sont également calculées sur la période octobre t à septembre $t+1$ (moyenne sur 12 mois des indices mensuels de Hurrell et al. (1995)).

<i>glacier</i>	<i>corrélation</i>
Sarnnes	-0.52
Saint Sorlin	-0.60
Aletsch	-0.35
Clariden	-0.30
Griès	-0.43
Silvretta	-0.32
Caresèr	-0.32
Hintereis	-0.34
Kesselwand	-0.35
Vernagt	-0.23
Stubacher	-0.39

Tableau V.14 : coefficients de corrélation R entre les données de bilans annuels et les données de NAO annuelles sur la période 1967-1997. Les corrélations significatives au seuil de 5% sont représentées en gras. Les glaciers sont classés en fonction de leur distance au bord ouest de la chaîne

Les corrélations sont plus fortes pour les deux glaciers français les plus à l'ouest de la chaîne. Elles semblent diminuer assez vite lorsque on s'éloigne vers l'est. Ces valeurs restent cependant assez faibles, puisque pour le glacier de Sarnnes par exemple, le pourcentage d'explication de la variance ne dépasse pas 25% ($R = -0.52$). On retrouve également sur ces valeurs la particularité du Stubacher.

La variabilité annuelle du bilan de masse ne suit donc pas exactement celle de la NAO, en majeure partie à cause de la très forte variabilité annuelle des deux signaux.

Les signes négatifs de la corrélation confirment le fait qu'un indice de NAO positif entraîne des conditions anticycloniques sur le sud de l'Europe (voir page 255 de ce chapitre), ce qui impliquerait un bilan plutôt négatif en moyenne pour les glaciers des Alpes.

Oter les hautes fréquences du signal à l'aide d'un filtre triangulaire permet de déceler des tendances pour les deux variables qui n'étaient pas visibles dans le signal brut des données. La figure V.20 illustre ainsi l'évolution des données en moyennes mobiles pour 6 glaciers sur 1967-1997 (c'est la valeur de NAO qui figure avec un signe négatif).

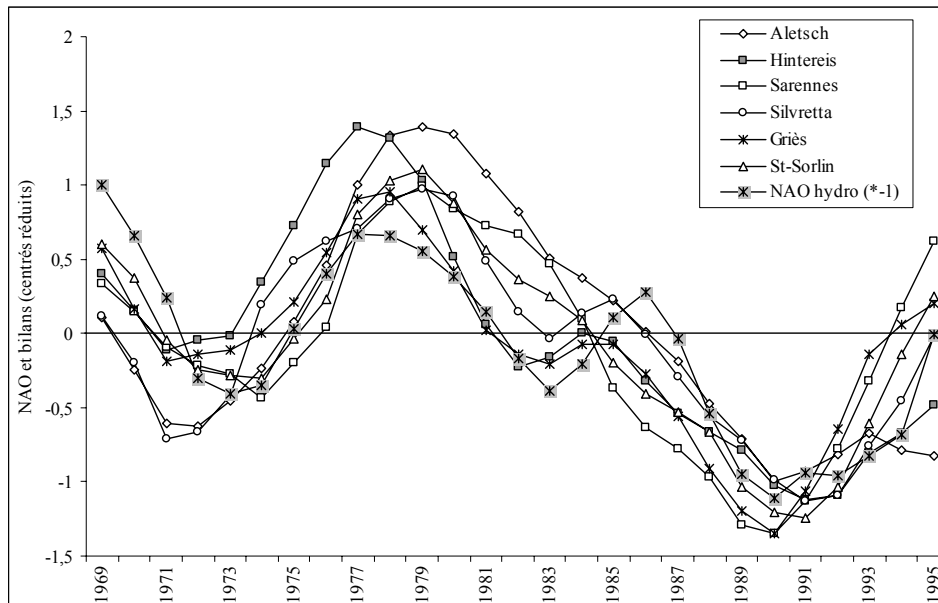


Figure V.20 : bilans annuels pour 6 glaciers des Alpes et indices de NAO hydrologique, sur la période 1967-1997. Les séries sont centrées, réduites par l'écart-type et moyennées à l'aide d'un filtre pondéré sur 5 ans

En moyennes mobiles, les tendances sont donc globalement assez similaires entre les deux types de variables, bilans et NAO. En revanche, ces séries lissées étant issues de moyennes mobiles, il n'est plus possible de chiffrer la corrélation entre ces nouvelles variables qui ne sont plus indépendantes. On observe certaines périodes où l'indice est positif comme de 1970 à 1976 ou de 1988 à 1995, et des périodes sur lesquelles il est assez négatif comme de 1976 à 1980. Ces périodes correspondent respectivement à des périodes de bilans plutôt négatifs ou positifs. Les deux variables sont alors en accord, mais en opposition de phase. L'adéquation entre les deux variables semble ainsi surtout apparente lors de brusques changements de régime, comme par exemple autour de 1975 ou de la fin des années 1980.

b) bilans par saisons – NAO par saisons

Pour Sarennes, nous pouvons analyser séparément les deux termes bilan hivernal et bilan estival et leurs relations avec la NAO d'été et d'hiver (figure V.21, cas a et b, en moyennes mobiles pondérées).

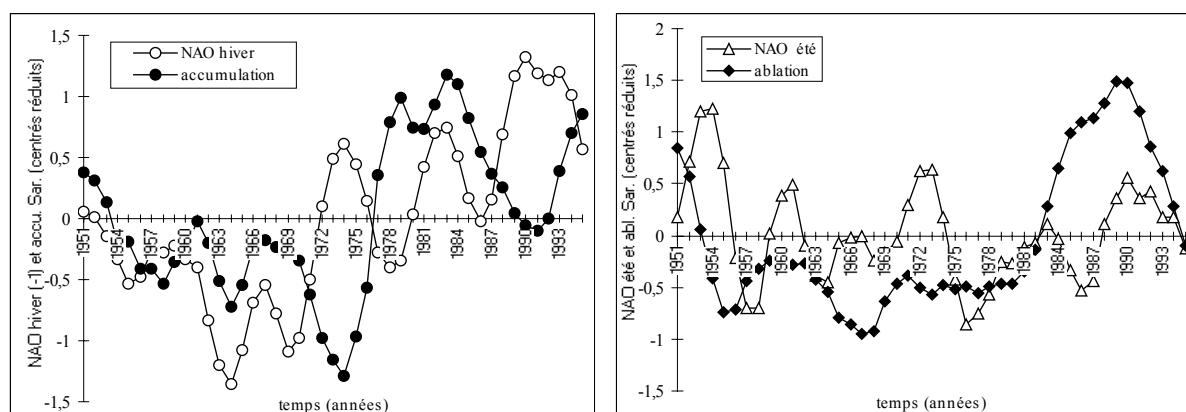


Figure V.21 : indice de NAO hiver et de bilan hivernal sur Sarennes (partie gauche de la figure) et de NAO été et de bilan estival sur Sarennes (partie droite) sur 1949-1997, en valeurs centrées réduites et pondérées

Le bilan hivernal de Sarennes semble sur certaines périodes assez bien relié à l'indice hivernal de NAO (une valeur de NAO positive entraînant des conditions plus sèches en hiver sur le sud de l'Europe, l'accumulation est bien anti-corrélée) tandis que sur d'autres, cette relation ne semble pas vérifiée puisque les deux variables sont en phase. L'accumulation hivernale sur un glacier est un paramètre présentant une forte variabilité spatiale : suivant la morphologie du glacier et les points de mesure choisis, l'accumulation n'est pas toujours représentative des trajets des perturbations à grande échelle, mais est souvent biaisé par des effets locaux (re-déposition éolienne, avalanches...).

Le bilan estival est très peu relié à l'indice estival, même si quelques caractéristiques communes de variations croissantes ou décroissantes apparaissent pour les deux variables. Nous avons déjà évoqué à plusieurs reprises que les régimes dépressionnaires ne se manifestaient que très peu en été. Ainsi, l'indice de la NAO annuelle est fortement conditionné par ce qui se passe en hiver ($R=0.64$), alors que l'indice de NAO de l'été n'apporte que très peu d'explication de la variance de la variable NAO annuel (seulement 17%).

V.3.4.3 bilans scandinaves et NAO

a) bilans annuels – NAO annuel

Les valeurs centrées réduites et filtrées pour les glaciers scandinaves et la NAO annuelle sont présentées sur la figure V.22 pour 7 glaciers.

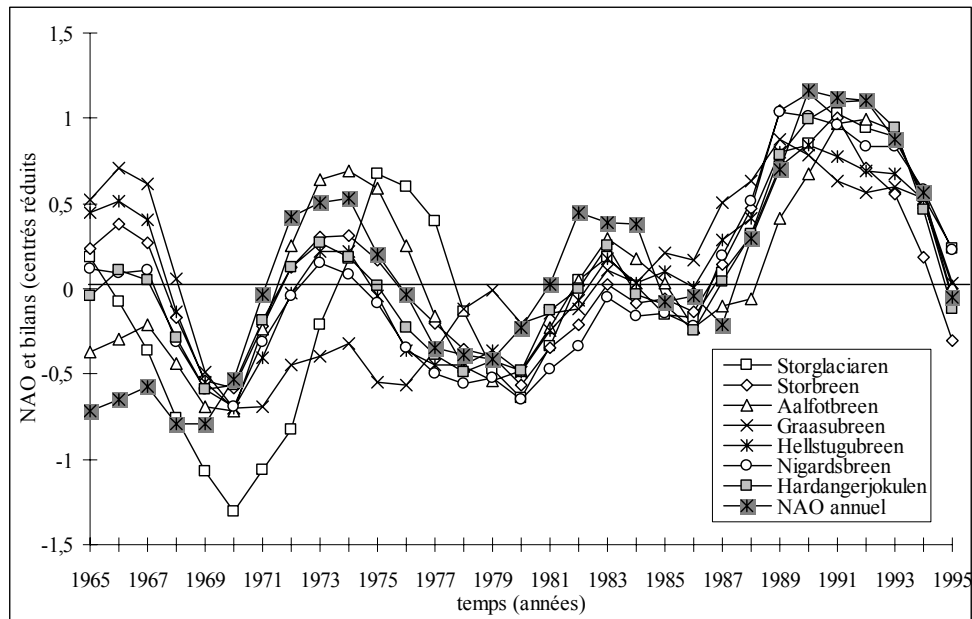


Figure V.22 : bilans annuels pour 7 glaciers scandinaves et indices de NAO hydrologiques, sur la période 1963-1997. Les séries sont centrées, réduites par l'écart-type et moyennées à l'aide d'un filtre 1-2-3-2-1

Pour la Scandinavie, les deux variables sont cette fois en phase et la corrélation est positive. La bonne cohérence des séries est due à la proximité du creux d'Islande et aux régimes dépressionnaires peu atténués depuis l'océan. La plus forte dispersion pour les glaciers Storglaciaren et Gråsubreen s'explique par leurs positions géographiques, respectivement de l'autre côté de la chaîne trans-scandinave et glacier continental. En Norvège comme en Suède, on retrouve donc une période de bilans extrêmement favorables au début des années 1970 et surtout depuis 1985, caractérisée par une ré-avancée quasi-générale des glaciers (Holmlund, 1995) à l'inverse des glaciers alpins.

b) bilans par saison- NAO par saisons

Sur les glaciers scandinaves, dont le régime est très dépendant des précipitations, nous avons également mis en évidence la bonne relation entre l'accumulation et l'indice hivernal ($R = 0.75$ en valeurs annuelles), confirmant ainsi l'importance des conséquences de ce "balancier" atmosphérique sur la variabilité de la période hivernale. Cette relation est illustrée sur la figure V.23.

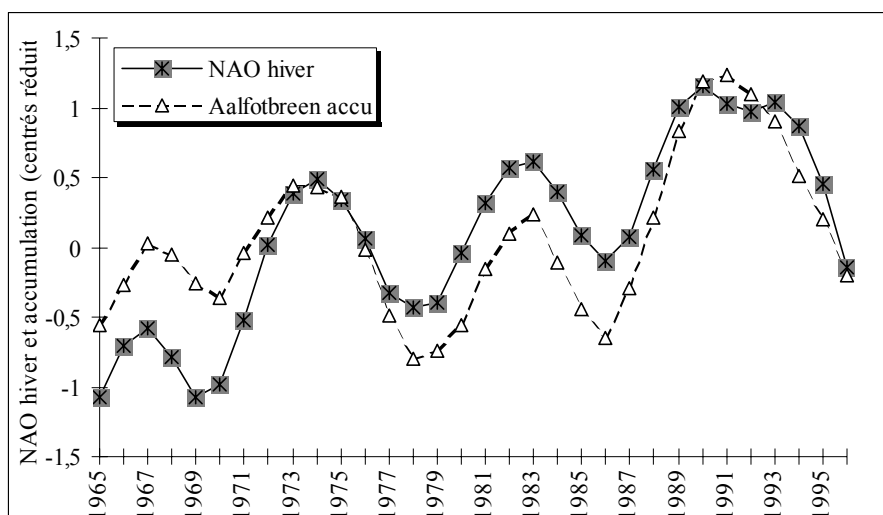


Figure V.23 : NAO hiver et accumulation du glacier Ålfotbreen sur 1963-1997, en valeurs centrées réduites, filtrées pondérées

V.3.4.4 NAO et longues séries de bilans

Même si au paragraphe V.3.3.3 nous avons évoqué les problèmes liés à la stabilité des reconstitutions des bilans, nous souhaitons cependant utiliser les données des glaciers alpins et scandinaves reconstituées sur de longues séries pour les comparer à la variable de NAO. La figure V.24 présente pour les glaciers de Sarennes et Nigardsbreen (notre reconstitution à partir des données de Hafslø et de Laerdal), leurs relations avec l'indice de NAO hivernal sur la période 1896-1998.

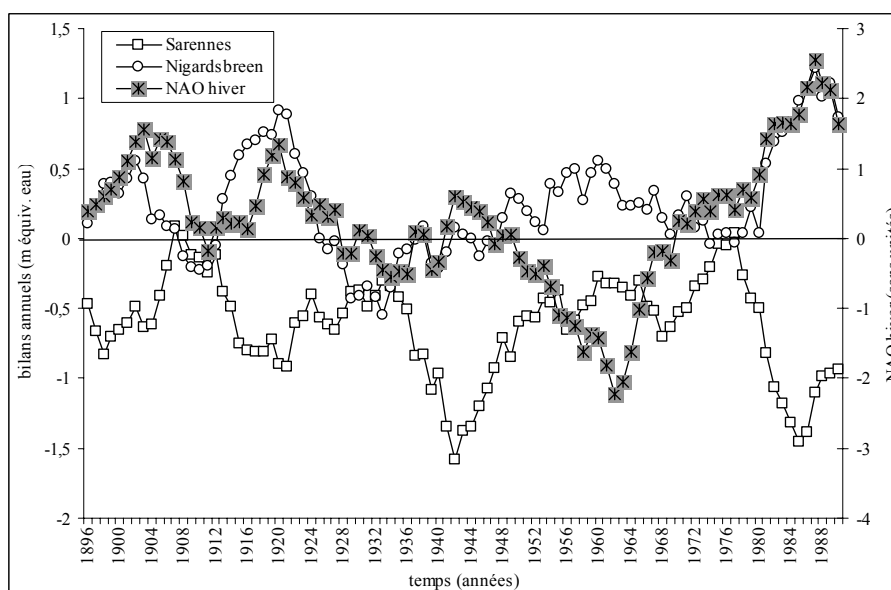


Figure V.24 : NAO hiver et données de bilans reconstituées pour les glaciers de Sarennes et de Nigardsbreen sur la période 1896-1998, en moyennes mobiles sur 9 ans, sans filtre

Globalement, sur la période totale des reconstitutions, les données de bilans des glaciers scandinaves sont en phase avec l'Oscillation Nord Atlantique, tandis que les glaciers des Alpes sont en opposition de phase. Ce genre de structures est particulièrement net sur la période récente des mesures (1975-1998). Sur la période 1945-1965 en revanche, l'indice de NAO évolue différemment des bilans des glaciers scandinaves. Sur cette période, les bilans des glaciers ont en réalité assez peu évolué. Nous confirmons ainsi qu'un signal commun est surtout apparent lors de changements de régimes assez brusques. Mais, les écarts observés peuvent également s'expliquer par le fait que ce sont des reconstitutions de type statistiques classiques qui sont alors utilisées pour comparer Nigardsbreen et la NAO. Les problèmes liés à ces reconstitutions ont été évoqués dans les paragraphes précédents. On peut également supposer que la NAO ne peut, à elle seule, expliquer toutes les variations des bilans observées sur les glaciers.

V.3.4.5 NAO sur le reste du bassin atlantique

Nous présentons ici brièvement quelques résultats sur le reste du bassin Atlantique, sur l'Islande et au Groenland.

a) bilans en Islande et NAO

Le seul glacier mesuré en Islande sur une période assez longue pour être significative, est le glacier Hofsjökull, sur 1988-1997. Les valeurs ne sont pas traitées en moyennes mobiles sur une si courte période, mais présentées directement en valeurs centrées réduites (figure V.25).

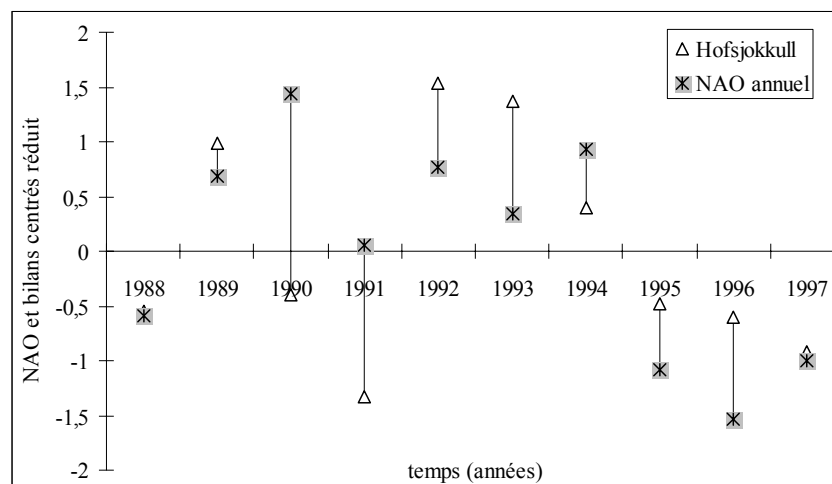


Figure V.25 : NAO annuel et bilans du glacier Hofsjökull (Islande) sur la période 1988-1997 (valeurs centrées réduites)

L'ensemble de cette période semble assez cohérent, cependant deux années le sont moins : 1990 et 1991. L'année particulière 1991 s'explique par l'éruption volcanique sur le Mont

Hecla qui a profondément modifié l'albédo de la surface du glacier et a entraîné un bilan négatif (Björnsson dans Jania, 1996). Pour l'année 1990, nous ne connaissons pas d'explication aux différences observées.

b) bilans au Groenland et NAO

A l'aide des grands carottages réalisés sur la calotte du Groenland, il est possible de suivre la relation sur de longues séries. Les données sont présentées comme valeurs centrées réduites et filtrées à l'aide de moyenne mobile pondérée 5 ans, aux stations de NASA-U et Milcent situées sur la côte ouest de la calotte et à Humboldt au Nord (figure V.26).

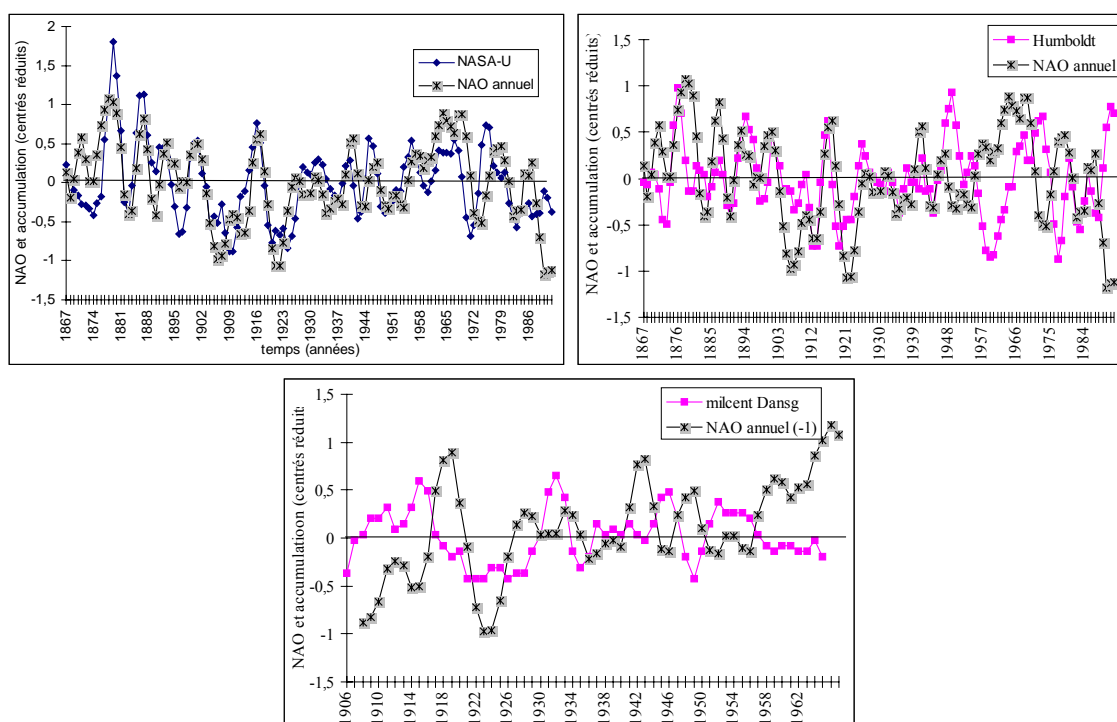


Figure V.26 : données d'accumulation de trois carottages du Groenland et données de NAO annuelles (valeurs centrées réduites pondérées sur 5 ans)

Il semble que la corrélation soit négative avec les carottages situés à l'ouest de la calotte, et qu'elle devient presque nulle lorsque on se rapproche du centre. Ceci est en accord avec Appenzeler et al. (1998a et b) ou Barlow et al., 1993.

V.3.4.6 remarques générales sur les bilans et la NAO

Ces observations soulignent une certaine cohérence entre cet indice d'oscillation nord atlantique, caractérisant les distributions saisonnières des champs de pressions et les bilans de masse des glaciers bordant l'océan atlantique. Elles confirment des régimes très différents des glaciers alpins d'une part et scandinaves d'autre part, déjà soulignés par plusieurs auteurs (Schytt, 1981; Letrégilly, 1984) et évoqués au Chapitre IV. Cette opposition de régime,

mettant nettement en évidence les différents trajets de perturbations affectant les deux massifs est surtout apparente sur les dernières décennies, caractérisées ainsi par des reculs ou des avancées des glaciers suivant les massifs.

Cependant, la relation entre ces variables n'est pas toujours très satisfaisante, et elle semble mieux adaptée pour les glaciers Scandinaves que sur les Alpes. Même si ce ne sont évidemment pas les mêmes perturbations qui affectent les deux massifs, la proximité de l'océan influence très nettement les bilans des premiers, alors qu'elle est beaucoup plus limitée sur les Alpes pour lesquelles les perturbations océaniques sont atténuées par la distance.

De plus, cette relation semble mieux marquée sur les décennies récentes mais diverge nettement dans le passé. Récemment, l'indice de NAO est mieux relié aux températures, aux précipitations ou aux bilans. Ceci peut éventuellement s'expliquer par la plus forte relation entre le bilan et les précipitations c'est à dire l'importance actuelle des variations de précipitations hivernales sur le bilan. Les situations barométriques hivernales semblent majoritairement dépendre de l'indice NAO (plus que celles de l'été), la meilleure adéquation de la NAO avec les bilans scandinaves paraît ainsi justifiée.

Le bilan de masse est une variable qui cumule et enregistre l'ensemble des phénomènes climatiques annuels. Alors que les températures sont évaluées à partir des moyennes journalières ou que les précipitations sont difficiles à estimer, la mesure du bilan permet de réduire simplement ces différents facteurs en une variable annuelle complète. A l'inverse, l'indice de la NAO est une variable ponctuelle définie par une moyenne des valeurs de pressions mesurées au niveau de la mer. Ainsi, toute la diversité des situations météorologiques successives enregistrées sur les bilans ne peut pas se retrouver dans la seule variable NAO.

V.3.4.7 conclusion

Si les relations entre NAO et bilans ne semblent pas toujours cohérentes, ces études sont cependant justifiées parce qu'elles permettent de relier une variable climatique source (la NAO) avec une variable conséquence (le bilan). L'Oscillation Nord Atlantique est en effet la source majeure des phénomènes climatiques sur l'Atlantique nord ; elle est ainsi reconnue comme l'un des modes dominant de la variabilité globale du climat et elle a un impact sur le temps et le climat dans toute la région nord Atlantique et ses environs.

L'autre intérêt d'étudier la NAO est qu'elle décrit une importante échelle spatiale. En effet, l'homogénéité des variations annuelles des bilans ne dépasse en général pas l'échelle d'un massif alors que le phénomène de balancier climatique matérialisé par cet indice de NAO est décelable sur tout le bassin Atlantique Nord y compris au Groenland (Appenzeller et al., 1998a et b). Cependant, aucune cohérence n'est visible sur les séries annuelles et seule l'utilisation des moyennes mobiles montre des structures communes sur certaines périodes. Il

ne semble donc pas envisageable d'utiliser cet indice comme élément prédictif du bilan annuel.

V.4 CONCLUSIONS

Tout au long de ce dernier chapitre, nous avons souhaité expliquer les structures générales des variations du bilan sur un glacier ou sur un massif, rencontrées au cours des Chapitres III et IV. Dans cette optique, il était nécessaire d'étudier et de comprendre les relations entre le bilan de masse glaciaire, notre variable témoin des fluctuations du climat, et d'autres paramètres climatiques, phénomènes sources responsables des variations de ce bilan. Trois paramètres ont été retenus, températures, précipitations et indice d'Oscillation Nord Atlantique. Les principaux résultats de cette étude sont les suivants :

D'une part, les relations entre bilans et températures estivales ont évolué au cours du temps et les corrélations diminuent actuellement pour un certain nombre de glaciers. Les relations bilans et précipitations d'hiver montrent de plus fortes corrélations pour les glaciers scandinaves, ce qui semble naturel pour ces glaciers plus fortement influencés par un régime océanique humide. Pour l'un ou l'autre des deux massifs, ce travail montre une évolution de la relation bilan – précipitations, plus prononcée sur les deux dernières décennies. Ces liens plus marqués peuvent parfois être attribués à un écart-type plus élevé des précipitations en plaine et de l'accumulation en montagne. L'accumulation sur les glaciers a également augmenté, due à une légère augmentation des précipitations en plaine.

D'autre part, les reconstitutions de bilans (à l'aide de données météorologiques) purement statistiques ne sont pas stables dans le temps et les périodes d'apprentissage choisies influencent fortement les coefficients de corrélations multiples.

Enfin, les relations entre le paramètre source NAO et le paramètre conséquence (le bilan) sont globalement assez bonnes. Ces derniers étant actuellement plus sensibles aux précipitations d'hiver que par le passé, les relations sont alors plus marquées sur les deux dernières décennies puisque la NAO reflète en majeure partie les situations dépressionnaires de l'hiver du bassin Atlantique Nord. On retrouve bien ce phénomène de balancier par le comportement opposé des glaciers des Alpes et de Scandinavie. Cependant cette étude montre que la NAO ne peut pas constituer une juste variable *proxy* du bilan ou des données météorologiques car à l'échelle de l'année, aucune corrélation n'est visible. Il est donc nécessaire de poursuivre les mesures du bilan de masse en montagne comme celles des données météorologiques en plaine puisque ces deux variables ne montrent pas la même sensibilité aux fluctuations du climat.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

RESUME DE L'ETUDE ET CONCLUSIONS

Cette étude traite de l'analyse statistique des distributions dans le temps et dans l'espace des séries de bilans de masse glaciaires mesurées actuellement sur le globe et plus particulièrement sur l'hémisphère nord. Initialement, ce travail d'analyse devait répondre à la question principale :

Quelle est en réalité la représentativité spatiale de la variable de bilan de masse ? En d'autres termes, quelles sont les structures de variations du bilan observées d'un site à l'autre à l'échelle d'un glacier, d'un massif ou d'un continent ? Est il possible de mettre en évidence une cohérence dans les variations du bilan de masse, et si oui, sur quelles distances de telles structures sont elles conservées ?

En réalité, cette question en appelle directement une deuxième, et dans la suite de notre travail, nous avons également voulu répondre à cette seconde interrogation :

Si les variations des bilans dans le temps révèlent que les glaciers répondent aux sollicitations du climat, comment s'organisent leurs réponses ? Quelle est la valeur de cette variable en tant qu'indicateur des fluctuations climatiques ?

Pour répondre à ces questions, il fut tout d'abord nécessaire de disposer d'une base de données aussi exhaustive que possible des mesures de bilans de masse de l'hémisphère nord. Cet inventaire, présenté dans le Chapitre II, nécessita au préalable une part importante de travail bibliographique.

Toutefois, cet ensemble de données révèle une répartition assez inégale des mesures, concentrées plus particulièrement sur certains massifs (comme les Alpes ou la Scandinavie) et plus éparées sur d'autres (sur la région asiatique ou au Groenland par exemple). Néanmoins, tous les grands massifs glaciaires de l'hémisphère nord sont représentés, y compris la grande calotte du Groenland, et la sélection des sites retenus regroupe environ 60 glaciers de l'hémisphère nord et 60 points sur l'inlandsis. Les gammes de temps couvertes par cette sélection sont assez disparates, mais bon nombre de séries dépassent actuellement une

trentaine d'années, parfois même plus pour certaines séries comme les grands carottages de la zone d'accumulation du Groenland.

A partir de cet inventaire de bilans, les réponses aux questions initiales ont pu alors être développées dans les Chapitres III, IV et V.

Au Chapitre III, nous répondons tout d'abord à ces questions à l'échelle du glacier. La représentativité spatiale du bilan a été analysée en détaillant les variations du bilan en fonction de l'altitude tout le long du glacier. Cette étude met en évidence que d'un point à l'autre sur le glacier, un modèle linéaire de variation du bilan d'année en année semble donc plus ou moins adapté suivant le cas d'étude. Ainsi, sur un glacier, à l'échelle du dénivelé, l'histoire des bilans peut être différente d'un site à un autre, montrant la différence de sensibilité du bilan annuel au signal climatique. Entre deux années consécutives, les disparités se manifestent plus particulièrement dans la zone d'accumulation du glacier et sur les mesures de bilan hivernal. Ces moins bonnes structures sont donc fortement liées à l'importante variabilité spatiale de l'accumulation.

Les réponses des bilans aux fluctuations du climat sur les dernières décennies ont également été analysées pour différents glaciers. Cette étude révèle une augmentation de l'accumulation hivernale récemment sur les Alpes et la Scandinavie. Elle montre que les parts des bilans hivernaux et estivaux dans le bilan annuel varient suivant les périodes pour les glaciers. Actuellement dans les Alpes, le bilan hivernal explique une partie de la variance du bilan qui n'est plus négligeable. Nous avons également pu mettre en évidence une forte homogénéité des bilans hivernaux sur toute la Scandinavie.

Au Chapitre IV, nous avons poursuivi l'étude de la représentativité du bilan de masse à l'échelle d'un massif en cherchant les limites de la cohérence des structures spatio-temporelles, c'est à dire jusqu'où peut être étendue l'hypothèse d'un modèle linéaire de variations si le site n'est plus une balise sur un glacier mais un glacier dans un massif montagneux. Sur les Alpes ou la Scandinavie, les variations du bilan semblent globalement cohérentes d'un site à l'autre : même si le climat local (la météorologie) est très différent d'un point à l'autre du massif (ce qui entraîne des conditions d'alimentation des glaciers très variées comme en témoigne la diversité des moyennes des bilans), l'effet du climat moyen sur des distances de l'ordre de 500 km est beaucoup plus homogène. Ces structures observées sur de longues séries montrent cependant des inhomogénéités dans le temps. Par exemple, sur la période récente dans les Alpes, les variations des bilans des glaciers sont moins bien corrélées, dues à des écart-types très variés d'un site à l'autre, liés semble-t-il à une part plus importante de l'accumulation hivernale dans l'explication du bilan sur certains sites.

En revanche, sur des régions parfois plus restreintes comme la zone d'accumulation du Groenland, la cote ouest américaine ou sur des régions plus étendues comme en Asie, aucune

structure d'homogénéité n'est réellement observée. La représentativité du bilan dans cette région est par conséquent limitée.

Enfin, au Chapitre V, nous avons voulu comprendre pourquoi de telles structures étaient plus ou moins évidentes et pourquoi elles variaient dans le temps. Dans ce but, nous avons examiné les relations entre le bilan et les paramètres représentant le plus directement les fluctuations climatiques : les variables météorologiques (températures et précipitations) et le système de variabilité à grande échelle affectant le bassin atlantique nord (l'Oscillation Nord Atlantique).

L'étude des données météorologiques révèle tout d'abord une augmentation récente des températures sur le sud du bassin Atlantique, que l'on peut mettre en parallèle avec les ablations plus fortes observées récemment dans les Alpes (ce qui n'est pas le cas en Scandinavie). Les écart-types des bilans plus élevés sur certaines périodes sont, quant à eux, à mettre en parallèle avec l'augmentation des précipitations (et donc à l'augmentation des bilans hivernaux) dans le nord et le sud de l'Europe. Ces modifications des bilans hivernaux et estivaux au cours du temps nous renseignent sur la stabilité des reconstitutions passées du bilan à l'aide des variables météorologiques. Quelques résultats montrent en effet l'importance du choix des périodes d'apprentissage, et la nécessité des longues séries de mesures du bilan pour d'une part estimer le plus justement cette relation et d'autre part en trouver ses limites.

L'étude des données météorologiques nous conduit à l'analyse du système atmosphérique de l'Oscillation Nord Atlantique qui décrit les champs de pression à grande échelle sur ce bassin. A l'exception des deux dernières décennies, la NAO entraîne des conditions de précipitations opposées sur les Alpes et la Scandinavie, ce que nous révèlent également les longues séries reconstituées sur le siècle. Il n'y a donc apparemment pas de structures communes à l'échelle du continent mais bien une opposition de régimes entre ces deux massifs.

PERSPECTIVES DE CETTE ETUDE

L'étude des glaciers (et des calottes polaires) couvre un vaste champ d'investigation et les perspectives sur ces sujets sont très variées. Nous nous limiterons à présenter quelques unes de ces perspectives en relation avec l'aspect climatique des fluctuations glaciaires. Nous ne discutons pas ici des perspectives sur l'aspect dynamique des fluctuations des glaciers (glissement, vitesse...) qui reste à ce jour un sujet très délicat à traiter.

Sur un glacier, à l'échelle du kilomètre de dénivelé, l'histoire des bilans peut être très différente d'un site à un autre, révélant ainsi la différence de sensibilité du bilan annuel au signal d'entrée climatique quand l'altitude varie. Il est donc essentiel de réaliser des mesures de bilans sur des grands glaciers (eux seuls peuvent fournir des conditions variées sur une

grande gamme d'altitude), ainsi que des relevés de la composante hivernale du bilan annuel. Actuellement, les mesures sont essentiellement concentrées dans les zones d'ablation plus facilement accessibles et consistent généralement en une unique mesure annuelle en fin d'année budgétaire. A partir de l'ensemble de ces mesures, l'étude de la sensibilité du bilan avec les températures et les précipitations en fonction de l'altitude, peut alors être envisagée. Une telle étude, telle que celle développée récemment dans Vallon et al. (1998) pour le glacier d'Argentière mais appliquée à d'autres glaciers, est d'une importance primordiale pour l'estimation de la variation d'étendue des glaciers sous différents scénarios de variation de températures afin d'estimer ainsi leur contribution à l'élévation du niveau des mers. A l'échelle du glacier, les mesures puis les analyses des bilans d'énergie à la surface du glacier doivent également être développées, car ces bilans sont les seuls à prendre en compte l'ensemble des processus de surface. Actuellement, les mesures de bilans d'énergie sont très peu nombreuses et méritent largement d'être développées.

A l'échelle du massif, l'histoire des bilans dans le temps montre parfois de très fortes covariances même si le climat local est différent d'un site à l'autre, confirmant souvent l'aptitude des bilans de masse glaciaires à témoigner des conditions climatiques à l'échelle synoptique. Cependant, seules les longues séries de bilans peuvent permettre l'observation de cette histoire du climat et des changements climatiques éventuels. Il est donc important de poursuivre ces mesures de bilans et celles des autres paramètres représentant les fluctuations glaciaires. Observer ces sites d'altitude permet tout d'abord de détecter des perturbations du climat probablement beaucoup plus facilement que les modestes réponses des stations météorologiques en plaine. Ces séries permettent également d'évaluer les moyennes et les tendances de chacun des glaciers (de même que les incertitudes attachées à ces estimations) qui sont nécessaires pour mieux quantifier la contribution des petits glaciers à l'élévation du niveau des mers. Une telle étude des bilans moyens pourrait être développée en fonction des structures spatiales et temporelles observées dans ce travail, qui doivent également être régulièrement remises à jour. Dans ce contexte, les mesures passées du bilan pourraient également servir à valider des modèles de climats développés à moyenne échelle (modèles méso-échelle) afin de prévoir les fluctuations à moyen terme de ces glaciers.

Finalement, si les glaciers semblent être de bons indicateurs des fluctuations du climat, seul 1% des glaciers du monde est surveillé. Ce n'est qu'en mettant en évidence les caractères de variations climatiques à petite et à grande échelle qu'on peut espérer tout d'abord faire des glaciers un véritable outil de suivi du climat, mais aussi une estimation valable de leur diverses contributions aux modifications de l'environnement, comme par exemple les variations d'approvisionnement en eau glaciaire, les risques naturels glaciaires, ou encore leur contribution à l'élévation du niveau des mers.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Adams W.P., Cogley J.G., Ecclestone M.A., Demuth M.N., 1998, A small glacier as an index of regional mass balance : Baby glacier, Axel Heiberg Island, 1959-1992, *Geografiska Annaler*, 80 A, p. 37-50
- Aegerter S. et al, 1969, Etudes physique et chimique sur la glace de l'inlandsis du Groenland, 1959, (dans Renaud A.), *EGIG 1957-1960*, vol 5(3), *Meddelelser om Grønland*, 177(2), 76-88.
- Aellen M., Herren E., 1991, Les variations des glaciers Suisses en 1981/82-1982/83, *103-104^{ème} rapports de la Commission des glaciers de la SHSN*
- Aellen M., Herren E., 1992a, Les variations des glaciers Suisses en 1983/84-1984/85, *105-106^{ème} rapports de la Commission des glaciers de la SHSN*
- Aellen M., Herren E., 1992b, Les variations des glaciers Suisses en 1985/86-1986-87, *107-108^{ème} rapports de la Commission des glaciers de la SHSN*
- Aellen M., Herren E., 1993, Les variations des glaciers Suisses en 1987/88-1988/89, *109-110^{ème} rapports de la Commission des glaciers de la SHSN*
- Aellen M., Herren E., 1994, Les variations des glaciers Suisses en 1989/90-1990/91, *111-112^{ème} rapports de la Commission des glaciers de la SHSN*
- Aellen M., 1995b, Glacier mass balance studies in the Swiss Alps, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 31, part 1, 159-168
- Alley R.B. et 11 autres, 1997, Visual Stratigraphic dating of the GISP2 ice core: basis, reproducibility and application, *Journal of Geophysical Research*, 102, 26367-26381
- Ambach W, Dansgaard W., 1970, Fallout and climate studies on firn cores from Carrefour, Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 311-316.
- Anklin M. et al, 1994, Pattern of annual snow accumulation along a west Greenland flow line : no significant change observed during the recent decades, *Tellus*, 46B, 294-303.
- Anklin M. et al., 1998, Annual accumulation at two sites in Northwest Greenland during recent centuries, *Journal of Geophysical Research*, 103, D22, p. 28,775-28,783
- Anonyme, 1969, *Mass balance terms*, *Journal of Glaciology*, 8(52), 3-7
- Appenzeler C., Stocker T.F., Anklin M., 1998a, North Atlantic Oscillation Dynamics recorded in Greenland ice cores, *Science*, 282, 446-449
- Appenzeler C., Schwander J., Sommer S., Stocker T.F., 1998b, The North Atlantic Oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation in Greenland, *Geophysical Research Letters*, 25 (11), 1939-1972

- Armstrong R.L., 1989, Mass balance history of Blue Glacier, Washington, USA, dans *J. Oerlemans (ed.), Glacier Fluctuations and climatic change, Kluwer Academic Publishers*, p. 183-192
- Bader H. et al, 1955, Excavations and installations at SIPRE Test site, Site 2, Greenland, USA *SIPRE (Snow Ice and Permafrost Research Establishment), SIPRE Report 20*, 32p.
- Barlow L.K. et 4 autres, 1993, The North Atlantic Oscillation signature in deuterium and deuterium excess signals in the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core, 1840-1970, *Geophysical Research Letters*, 20 (24), 2901-2904
- Barry, R.G., 1990, Changes in Mountain Climate and Glacio-Hydrological responses, *Mountain Research Development*, 10, 161-170
- Bauer A., 1954, Contribution à la connaissance de l'inlandsis du Groenland, 2^{ème} partie, synthèse glaciologique, *Résultats scientifiques des Expéditions Polaires Françaises, missions Paul-Emile Victor*, publication 39 de l'AIHS, 26p.
- Bauer A., 1955, The balance of the Greenland ice sheet, *Journal of Glaciology*, 2 (17), 456-462
- Benson C.S., 1955, Scientific work of Party Crystal, 1954, USA *SIPRE (Snow Ice and Permafrost Research Establishment), SIPRE Report 24*, 10p.
- Benson C.S, Raggie R.H., 1956, Measurements by SIPRE in 1955 on the accumulation markers of Expeditions Polaires Françaises in Central Greenland, USA *CRREL (Cold Regions Research and Engineering Laboratory), Special Report 19*, 9p.
- Benson C.S., 1962, Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet, USA *SIPRE (Snow Ice and Permafrost Research Establishment), SIPRE Research Report 70*, 93p.
- Bois P., 1976, Contribution à l'analyse et à la prévision de variables hydrométéorologiques – Applications à la prévision des débits du Niger et des avalanches à Davos, Thèse de 3^{ème} cycle, *Université Joseph Fourier, Grenoble*, 274p.
- Bolzan J., Strobel M., 1994, Accumulation-rate variations around Summit, Greenland, *Journal of Glaciology*, 40(134), 56-66.
- Boutron C., 1979, Trace elements content of Greenland snow along an east-west transect, *Geochimica et Cosmochimica*, acta 43, 1253-1258.
- Bøggild C.E., Reeh N., Oerter H., 1994, Modelling ablation and mass-balance sensitivity to climate change of Storstrømmen area, Northeast Greenland, *Global and Planetary Change 9*, 79-80.
- Bradley et 5 autres, 1987, Precipitation fluctuations over northern hemisphere land areas since the mid-19th century, *Science*, 237, 171-175
- Braithwaite R.J., 1980, Brief review of ablation studies in Greenland, *Manuscript presented to the working group on prediction of glacier runoff at their meeting in Geilo*, August 1980, 19p.
- Braithwaite R.J., 1984, Can the mass balance of a glacier be estimated from its equilibrium-line altitude? Short notes, *Journal of Glaciology*, 30(106), 364-368
- Braithwaite R.J., 1985, Relations between annual runoff and climate, Johan Dahl Land, south Greenland, *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser*, 85/2, 25p.
- Braithwaite R.J., 1986, Assessment of mass balance variations within a sparse stake network, Qamanârssûp Sermia, west Greenland, *Journal of Glaciology*, 32(110), 50-53.
- Braithwaite R.J., Olesen O.B., 1988a, Effect of glaciers on annual run-off, Johan Dahl Land, south Greenland, *Journal of Glaciology*, 34(117), 200-207.

- Braithwaite R.J., Olesen O.B., 1988b, Winter accumulation reduces summer ablation on Nordbogletscher, south Greenland, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, band 24, heft 1, 21-30.
- Braithwaite R.J., 1989a, Glaciers and hydropower for Nuuk/Godthåb, west Greenland, *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Open File Series 89/2*, .
- Braithwaite R., Olesen O.B., 1989b, Detection of climate signal by inter-stake correlations of annual ablation data Qamanârsûp Sermia, West Greenland, *Journal of Glaciology*, 35(120), 253-259
- Braithwaite R.J., 1990a, Seasonal runoff forecast for Kangerluarsunnguaq near Nuuk/Godthåb, west Greenland, *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Open File Series 90/3*, 17p.
- Braithwaite R.J., 1990b, Greenland glaciers and the « greenhouse effect », *Grønlands Geologiske Undersøgelse*, rapp 148, 51-53.
- Braithwaite R.J., 1990c, Effects of glaciers on annual runoff east of Nuuk/Godthåb, west Greenland, *Grønlands Geologiske Undersøgelse*, rapp 148, 87-91.
- Braithwaite R.J., Pfeffer W.T., Blatter H., Humphrey N.F., 1992a, Meltwater refreezing in the accumulation area of the Greenland ice sheet : Pâkitsoq, summer, 1991, *Grønlands Geologiske Undersøgelse*, rapp155, 13-17
- Braithwaite R.J., Olesen O.B., Thomsen H.H., 1992b, Calculated variations of annual ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet, west Greenland, 1961-1990, *Journal of Glaciology*, 38(129), 266-272.
- Braithwaite R., Konzelmann T., Marty C., Olesen O.B., 1998, Errors in daily ablation measurements in northern Greenland, 1993-94, and their implications for glacier climate studies, *Journal of Glaciology*, 44(148), 583-588
- Budd W.F et al, 1982, Derived Physical Characteristics of the Greenland ice sheet, University of Melbourne, *Meteorology Department publication*, 2 3, 98p.
- Bull C., 1958, Snow accumulation in north Greenland, *Journal of Glaciology*, 3(24), 237-248.
- Bull C., 1963, Glaciological reconnaissance of the Sukkertoppen ice cap, south-west Greenland, *Journal of Glaciology*, 4(36), 813-816.
- Chen J., Funk M., 1990, Mass balance of Rhonegletscher during 1882/83-1986/87, *Journal of Glaciology*, 36 (123), p. 199-209
- Chester C., Langway Jr., 1961, Accumulation and temperature on the inland ice of north Greenland, 1959, *Journal of Glaciology*, 3(30), 1017-1044.
- Chizhov O.P., 1968, Mass balance of the Novaya Zemlya ice sheet, *Academy of Sciences of the USSR, Soviet Geophysical Committee*, n° 18, 247-264
- Clausen H.B. et al, 1988, Glaciological investigations in the Crête area, central Greenland : a search for a new deep-drilling site, *Annals of Glaciology*, 10, 10-15.
- Cogley J.G., Adams W.P., Ecclestone A.A., Jung-Rothenhäusler F., Ommaney C.S.L., 1996, Mass balance of White Glacier, Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada, 1960-1991, *Journal of Glaciology*, 42 (142), P. 518-563
- Cogley J.G., Adams W.P., 1998, Mass balance of glaciers other than ice sheets, *Journal of Glaciology*, 44 (147), 315-325
- Conway H., Rasmussen L.A., Marshall H.P., 1999, Annual mass balance of Blue glacier, USA: 1955-1997, *Geografiska Annaler*, 81 A-4, 509-520
- Dansgaard W. et 5 autres, 1975, Climatic changes, *Norsemen and Modern Man*, 255, 24-28
- Davidovich N.V., 1980, Observational data on mountain glacier basins of the Soviet Union under the International Hydrological decade Programme, 1965-1969, volume 1

- De Quervain A., Mercanton P., 1925, Résultats scientifiques de l'Expédition suisse au Groenland 1912-1913, *Meddelelser om Grønland*, Bd 59(5).
- De Quervain A., 1968, Schneekundliche Arbeiten der internationalen glaziologischen Grönland Expedition (nivologie), *Meddelelser om Grønland*, Bd 177, 4
- Diamond M., 1956, Precipitation trends in Greenland during the past 30 years, *USA SIPRE (Snow Ice and Permafrost Research Establishment), SIPRE Research Report 22*, 4p.
- Diamond M., 1960, Air temperature and precipitation on the Greenland ice sheet, *Journal of Glaciology*, 3(27), 558-576
- Diaz H.F., Bradley R.S., Eischeid J.K., 1989, Precipitation fluctuations over global land areas since the late 1800's, *Journal of Geophysical research*, 94, D1, 1195-1210
- Dibb J.E., 1992, The accumulation of ^{210}Pb at Summit, Greenland since 1855, *Tellus*, 44B, 72-79
- Dyurgerov M.B., Popovnin V.V., 1980, Reconstruction of mass balance, position and liquid runoff from the Djankuat glacier since the second half of the 20 century (en russe, résumé anglais), *Data of Glaciological Studies*, n° 40, 73-82
- Dyurgerov M.B., Uvarov V.N., Kostjasshkina T.E., 1996, Mass balance and runoff of Tuyuksu glacier and the north slope of the Zailiysky Alatau range, Tien shan, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 32, 41-54
- Dyurgerov M.B., Meier M.F., 1997a Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new global assessment for 1961-1990, *Arctic and Alpine Research*, 29(4), 379-391
- Dyurgerov M.B., Meier M.F., 1997b, Year to year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes, *Arctic and Alpine Research*, 29(4), 392-402
- Echelmeyer K. et al, 1992, Surperficial glaciology of Jakobshavn Isbrae, west Greenland : Part 2. Ablation, accumulation and temperature, *Journal of Glaciology*, 38(128), 169-181.
- Finsterwalder R., 1959, Expédition Glaciologique Internationale au Groenland 1957-1960 (EGIG), *Journal of Glaciology*, 3(25), 542-546.
- Fisher D.A., Koerner R.M., 1994, Signal and noise in four ice core records from the Agassiz Ice Cap, Ellesmere Islad, Canada: details of the last millenium for stable isotopes, melt and solid conductivity. *The Holocene*, 4(2), 113-120
- Fisher H. et al, 1995, Glacio-meteorological and isotopic studies along the EGIG line, central Greenland, *Journal of Glaciology*, 41(139), 515-527.
- Folland C.K., Karl T.R., Vinnikov K.Y.A, 1990, Observed Climate Variations and Change, extrait du rapport IPCC, Intergovernmental Panel of Climate Change, *The Science of Climate Change*, Cambridge Universities Press, Cambridge, 199-233
- Friedman A. et al, 1995, A 1200 years record of accumulation from northern Greenland, *Annals of Glaciology*, 21, 19-25.
- Frstrup B., 1961, Physical geography in Greenland, Symposium 2, *Folia Geographica Danica*, tome 9, 234p.
- Funk M., Morelli R., Stahel W., 1997, Mass balance of Griesgletscher 1961-1994 : different methods of determination, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 33, Hf 1, 41-56
- Gokman V.V., Chepin G.B., 1981, Water balance of the Bolshya Khadata river-basin and mass balance of the Polar glaciers in the 1978-1979 balance year, *Data of Glaciological studies*, vol 42, 200-204
- Griffiths T.M., 1960, Glaciological investigations in the Tuto Area of Greenland, *USA SIPRE (Snow Ice and Permafrost Research Establishment), SIPRE Technical Report 47*, 60p.

- Groisman P.Y., Karl T.R., Knight R.W., 1994, Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the northern hemisphere, *Journal of Climate*, volume 7, 1633-1656
- Gudmundsson G.H., Bauder A., 1999, Towards an indirect determination of the mass balance distribution of glaciers using the kinematic boundary conditions. *Geografiska Annaler*, 81A(4), 575-583
- Gundestrup N.S. et al, 1987 ou 1997, Camp Century survey 1986, *Cold Region Science and technology*, Elsevier Publishers B.V., Amsterdam, 14, 281-288.
- Günther R., 1982, Möglichkeiten zur Berechnung des massenhaushaltsam Beispiel mittel und nordeuropäischer Gletscher und deren Verhalten 1949/50-1978/79, *Inaugural dissertation zur Erlangung der Doktorwürde, Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität, Bonn*, 214p.
- Haerberli W., 1985, Fluctuations of Glaciers 1980-1985, vol. 4, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) - UNEP - UNESCO*
- Haerberli W., Müller P., 1988, Fluctuations of Glaciers 1980-1985, vol. 5, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) - UNEP - UNESCO*
- Haerberli W., Müller P., Alean P., Bösch H., 1989, Glacier changes following the Little Ice Age: a survey of the International data basis and its perspectives, dans J. Oerlemans (ed.), *Glacier fluctuations and climatic change*, Kluwer Academic Publishers, p. 77-101
- Haerberli W., Hoelzle M., 1993, Fluctuations of Glaciers 1985-1990, vol. 6, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) - UNEP - UNESCO*
- Haerberli W., Hoelzle M., Suter S., Frauenfelder R., 1998, Fluctuations of Glaciers 1990-1995, vol. 7, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) - UNEP - UNESCO*
- Haerberli W., Hoelzle M., Frauenfelder R., 1999, Glacier mass balance Bulletin, Bulletin n° 5 (1996-1997), compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) - UNEP - UNESCO*
- Hamilton R.A. et al, 1956, British North Greenland Expedition 1952-1954 : scientific results, *Geographical Journal*, 122 (pt 2), 203-240
- Hammer C.U. et 5 autres, 1997, The stratigraphic dating of the GRIP ice core. *Special report of the Geophysical Department, Niels Bohr Institute for Astronomy, Physics and Geophysics*, University of Copenhagen
- Hansen J., Lebedeff S., 1988, Global surface air temperatures: update through 1987, *Geophysical Research Letters*, 15 (4), 323-326
- Hansen-Bauer I., Førland E.J., 1998a, Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns?, *Climate Research*, 10, p. 143-153
- Hansen-Bauer I., Nordli P.O., 1998b, Annual and seasonal precipitation variations in Norway 1876-1997, *Report 27/98 du Det Norske meteorologiske Institutt*, 37p.
- Hansen-Bauer I., Nordli P.O., 1998c, Annual and seasonal temperature variations in Norway 1876-1997, *Report 25/98 du Det Norske meteorologiske Institutt*, 29p.
- Herren E., Hoelzle M., 1998, Les variations des glaciers Suisses en 1991/92-1992/93, 113-114^{ème} rapports de la Commission des glaciers de la SHSN
- Herren E.R., Hoelzle M., Maisch M., 1999a, The Swiss glaciers, 1993/94 and 1994/95, Glaciological Report n° 115/116, *Glaciological Commission of the Swiss Academy of Sciences (SAS) and Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology (VAW/ETHZ)*
- Herren E.R., Hoelzle M., Maisch M., 1999b, The Swiss glaciers, 1995/96 and 1996/97, Glaciological Report n° 117/118, *Glaciological Commission of the Swiss Academy of Sciences (SAS) and Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology at the Federal Institute of Technology (VAW/ETHZ)*

- Hoinkes H., 1968, Glacier variation and weather, *Journal of Glaciology*, 7(49), 3-19
- Hoinkes H., 1970, Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltssudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6(2), 37-90
- Holland M., 1961, Glaciological observations around Mount Atter, west Greenland, *Journal of Glaciology*, 3(29), 804-812.
- Holmlund P., Karlén W., Grudd H., 1996, Fifty years of mass balance and glacier front observations at the Tarfala Reserach Station, *Geografiska Annaler*, Series A, Physical Geography, 78 A, 2-3, 105-114
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676-679
- Hurrell J.W., Van Loon H., 1997, Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, 36, 301-326
- International Space Environment Service, site Internet visité en octobre 2000, disponible à l'adresse : <http://sidc.oma.be>
- Jania J., Hagen J.O., 1996, Mass balance of Artic glaciers, International Arctic Science Committee, *IASC Report 5*, Sosnowiec - Oslo, 62p.
- Jones P.D., 1990, Le climat des mille dernières années, *La Recherche*, 219, 304-312
- Jones P.D., Briffa K.R., 1992, Global surface air temperature variations during the twentieth century: Part1, spatial, temporal, and seasonal details, *The Holocene*, 2,2, 165-179
- Jones, P.D., 1994a, Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993, Notes and Correspondence, *Journal of Climate*, vol. 7, 1794-1902
- Jones P.D., 1994b, Recent warming in global temperature series, *Geophysical Research Letters*, 21 (12), 1149-1152
- Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G., 1999, Surface air temperature and its changes over the past 150 years, *Reviews of Geophysics*, 37 (2), 173-199
- Kääb A., Funk M., 1999, Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data. A pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps, *Journal of Glaciology*, 575-584
- Karl T.R. et 9 autres, 1993, A new perspective on recent global warming – asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature, *Bulletin of American Meteorological Society*, 74, 1007-1023
- Kasser P., 1967, Fluctuations of Glaciers 1959-1965, vol 1, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) – UNESCO*
- Kasser P., 1973, Fluctuations of Glaciers 1965-1970, vol 2, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) – UNESCO*
- Kasser P., Aellen M., 1976, Les variations des glaciers Suisses en 1974-1975 et quelques indications sur les résultats récoltés pendant la Décennie Hydrologique Internationale de 1964-65 à 1973-74, *La Houille Blanche* 6/7, 467-481
- Kasser P., Aellen M., 1979, Les glaciers des Alpes Suisses en 1977/1978, extrait du 99^{ème} rapport de la Commission des glaciers de la SHSN, dans *Les Alpes*, *Revue du Club Alpin Suisse*, 4^{ème} trimestre, 196-209
- Kasser P., 1986, Les variations des glaciers Suisses en 1977/1978 et 1978-1979, 99-100^{ème} rapport de la Commission des glaciers de la SHSN

- Khodakov V.G., 1966, Matter balance of Glaciers, (en russe), *Academy of Sciences of the USSR, Soviet Geophysical Committee*, n° 16, 239-255
- Kjøllmoen B. (red.), 1998, Glasiologiske undersøkelser i Norge 1996 og 1997, *Norges Vassdrags-og Elektrisitetsvesen (NVE)*, Rapport nr. 20-1998, 134p., résumés anglais (131-132)
- Kjøllmoen B. (red.), 1999, Glasiologiske undersøkelser i Norge 1998, *Norges Vassdrags-og Elektrisitetsvesen (NVE)*, Rapport nr. 5-1999, 119p., résumés anglais
- Kjøllmoen B. (red.), 2000, Glasiologiske undersøkelser i Norge 1999, *Norges Vassdrags-og Elektrisitetsvesen (NVE)*, Rapport nr. 2-2000, 140p., résumé anglais
- Koch J.P., Wegener A., 1930, Wissenschaftliche Ergebnisse der dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland, 1912-1913, *Meddelelser om Gronland*, bd 75.
- Koerner R.M., 1977, Devon Island Ice Cap : core stratigraphy and paleoclimate, *Science*, 196 (4285), 195-196
- Krabill W. et 9 autres, 2000, Greenland ice sheet: high elevation balance and peripheral thinning, *Science*, 289, 428-429
- Kraul C., Reinwarth O., Escher-Vetter H., 1992, Mass balance of Vernagtferner/Oetztal Alps: measured and modelled data for the period 1934/35-1990/91, *12^{ème} Conférence Internationale de Météorologie Alpine, Toulouse 7-11 sept. 1994* (), 152-155
- Krimmel R.M., 1999, Analysis of difference between direct and geodetic mass balance measurements at South Cascade glacier, Washington, *Geografiska Annaler*, 81(A), 653-658
- Kubatzki C., Claussen M., 1998, Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum, *Climate Dynamics*, 14, 461-471
- Kuhn M., 1979, Climate and glaciers, dans *Sea level, Ice and Climatic Change*, Proceedings of the Canberra Symposium, *IAHS publ.* 131
- Kuhn M., 1984, Mass budget imbalances as criterion for a climatic classification of glaciers, *Geografiska Annaler*, 66 A, 229-238
- Kuhn M., 1985, Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers, , *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21, 409-416
- Kuhn M., 1989, The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: theory and Observations, dans *J. Oerlemans (ed.), Glacier fluctuations and climatic change*, *Kluwer Academic Publishers*, p. 407-417
- Kuhn H. et al, 1997, Temporal and spatial variability of snow accumulation in central Greenland, accepted *Journal of Geophysical Research*.
- Kuhn M., Dreiseitl E., Hofinger S., Markl G., Span N., Kaser G., 1999, Measurements and models of the mass balance of Hintereisferner, *Geografiska Annaler*, 81 A - 4, 659-670
- Langway C.C., 1967, Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland, *USA CRREL (Cold Regions Research and Engineering Laboratory)*, Research Report 77, 130p.
- Langway C.C., Oeschger H., Dansgaard W. (editeurs), 1985, Greenland ice core and the Environment, *Geophysical Monograph 33*, Washington D.C., American Geophysical Union, 118p.
- Lefauconnier B., Hagen J.O., Ørbæk J.B., Melvold K., Isaksson E., 1999, Glacier balance trends in the Kongsfjord area, western Spitsbergen, Svalbard in relation to the climate, *Polar Research* 18 (2), 307-313
- Létréguilly A., 1984, Bilans de masse des glaciers Alpains, méthodes de mesure et répartition spatio-temporelle, *Thèse de 3^{ème} cycle*, *Université Joseph Fourier, Grenoble*, 274p.
- Létréguilly A., Reynaud L., 1990, Space and time distribution of glacier mass balance in the Northern Hemisphere, *Arctic and Alpine Research*, 22 (1), 43-50

- Lliboutry L., 1965, *Traité de Glaciologie*, Tomes 1 et 2, *Editions Masson*, Paris, 1040p.
- Lliboutry L., 1974, Multivariate statistical analysis of glacier annual balance, *Journal of Glaciology*, 13 (69), 371-392
- Lliboutry L., 1993, *Glaciers*, *Glaciologie*, extraits de *l'Encyclopédie Universalis*, Corpus 10, Paris
- Mälzer H., Seckel H., 1976, Internationale Glaziologische Grönland-Expedition (EGIG), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 11, Heft 2, 245-252.
- Markl G., 1975, Massenhaushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1968/69-1974/75, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 11, Hf 2, p. 271-272
- Markl G., 1979, Neue Massenhaushaltswerte von Hintereisferner und Kesselwandferner 1975/76-1977/78, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 15, Hf 1, 95-99
- Markl G., 1982, Hintereisferner – Kesselwandferner : Neue Haushaltswerte von den Jahren 1977/78-1980/81, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 18, Hf 2, 161-167
- Martin S., 1974, Corrélations bilans de masse annuels-facteurs météorologiques dans les Grandes Rousses, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 10, 89-100
- Martin S., 1977, Analyse et reconstitution de la série des bilans annuels du glacier de Sarennes, sa relation avec les fluctuations du niveau de trois glaciers du massif du Mont-Blanc (Bosson, Argentière, mer de Glace), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 13, H ½, 127-153
- Mayo L.R., Meier M.F., Tangborn W.V., 1972, A system to combine stratigraphic and annual mass balance systems: a contribution to the International Hydrological Decade, *Journal of Glaciology*, 11(61), 3-14
- Meier M.F., 1962, Proposed definitions for glacier mass budget terms, *Journal of Glaciology* 4(33), 252-263
- Meier M.F., Tangborn W.V., 1965, Net budget and flow of South Cascade glacier, Washington, *Journal of Glaciology*, 5 (41), p. 547-566
- Meier M.F., Tangborn W.V., Mayo L.R., Post A., 1971, Combined ice and water balances of Gulkana and Wolverine glaciers, Alaska, and South Cascade glacier, Washington, 1965 and 1966 hydrological years, *U.S. Geological Survey Professional Paper 715-A*, 23p.
- Meier M., 1984, Contribution of small glaciers to global sea level, *Science*, vol 22-1418-1421
- Merlivat L., Ravoire J., Vernaud J.P., 1973, Tritium and deuterium content of the snow in Greenland, *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 235-240.
- Moberg A., Demarree G., 1999, Ce que nous apprennent les thermomètres, *La Recherche*, 321, 69-71
- Mock S.J., 1965, Glaciological studies in the vicinity of Camp Century, Greenland, *USA CRREL (Cold Regions Research and Engineering Laboratory)*, Research Report 157, 20p.
- Mock S.J., 1968, Snow accumulation studies on the Thule peninsula, Greenland, *Journal of Glaciology*, 7(49), 58-76
- Müller F., 1977, Fluctuations of Glaciers 1970-1975, vol. 3, compilé par le World Glacier Monitoring Service (Zürich), *IAHS (ISCI) – UNEP UNESCO*
- Müller H., Kappenberger G., 1991, Claridenfirn-Messungen, 1914-1984, *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 40, Geographisches Institut, ETH Zurich, 111p.
- Muravyev YD., et 6 autres, 1999, Mass balance of glacier in condition of maritime climate – Koryto glacier i, Kamchatka, Russia, dans *Cryospheric Studies in Kamchatka II*, *Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University*, 51-61

- Nesje A., Dahl S.O., 2000, Are the North Atlantic and Arctic Oscillation reflected in Scandinavian Glacier mass balance records, *Pages Newsletter*, 2, 15-15
- Nesje A., Lie O., Dahl S.O., 2000, Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records, *Journal of Quaternary Science*, 15(6), 587-601
- Nicholls et al., 1995, Observed climate variability and change, extrait du rapport IPCC, *Intergovernmental Panel of Climate Change, The Science of Climate Change, Cambridge Universities Press, Cambridge*, 137-181
- Nicolussi K., 1994, Jahrringe und Massenbilanz, Dendroklimatologische Rekonstruktion der Massebilanzreihe des Hinterferners bis zum Jahr 1400 mittels Pinus cembra-Reihen aus den Ötztaler Alpen, Tirol, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 30, 11-52
- Nijampurkar V.N., Clausen H.B., 1990, A century old record of lead-210 fallout on the Greenland ice sheet, *Tellus*, 42B, 29-38.
- Nobles L.H., 1960, Glaciological investigations, Nunatarssuaq ice Ramp, Northwestern Greenland, USA CRREL (*Cold Regions Research and Engineering Laboratory*), Technical Report 66, 57p.
- Oerlemans J., Hoogendoorn N.C., 1989, Mass balance gradients and climatic change, *Journal of Glaciology*, 3(121), 399-405
- Oerlemans J., Vugts H., 1993, A meteorological experiment in the ablation zone of the Greenland Ice sheet, *Bulletin American Meteorological Society*, 74 (3), 355-365
- Oerlemans J., 1994, Quantifying Global Warming from the retreat of glaciers, *Science*, 264, 243-245
- Oerter H et al, 1995, Glaciological fieldwork in Kronprins Christian Land : results from 1994, (in *Obleitner F. and Olesen O.B. ed.*), *Mass balance and related topics of the Greenland ice sheet, Report of the 5th workshop*, Open File series 95/5, 97-105
- Ohmura A., Reeh N., 1991, New precipitation and accumulation maps for Greenland, *Journal of Glaciology*, 37(125), 140-148.
- Ohmura A., Kasser P., Funk M., 1992, Climate at the Equilibrium line of glaciers, *Journal of Glaciology*, 38(130), 397-411
- Ohmura A., Calanca P., Wild M., Anklin M., 1999, Precipitation, accumulation and mass balance of the Greenland ice sheet, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 55, Hf 1, 1-20
- Olesen O.B., Braithwaite R.J., 1989, Field stations for glacier-climate research, west Greenland, in *J.Oerlemans (ed.)*, *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, 207-218
- Østrem G., Brugman M., 1991, Glacier mass-balance measurements, a manual for field and office work, *Norwegian Water Resources and Energy Administration, National Hydrology Research Institute*, Saskatoon, Canada, 224p.
- Paterson W.S.B., 1994, *The Physics of Glaciers*, 3^{ème} édition, *éditions Pergamon*, 480p.
- Pelto M.S., 1992, Equilibrium line altitude variations with latitude, today and during the Late Wisconsin, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 95, Elsevier Science Publishers, 41-46
- Pelto M.S., 1996, Annual net balance of North Cascade glaciers, 1984-94, *Journal of Glaciology*, 42 (140), p. 3-10
- Pertziger F.I. (ed.), 1996, *Abramov Glacier data reference book : climate, runoff, mass balance*, Central Asian Regional Research Hydrometeorological Institute named by V.A. Bugaev, Tashkent, Republic of Uzbekistan, 279p.

- Petersen T.C., Karl T.R., Jamason P.F., Knight R., Easterling D.R., the first difference method : maximising station density for the calculation of long term global temperature change, *Journal of Geophysical Research*, 103, 25,967-25-974
- Pfister C., 1999, Le puzzle climatique des historiens, *La Recherche*, 321, 64-68
- Philander S.G., 1990, El Niño, La Niña and the Southern Oscillation, *San Diego Academic Press*, 293 p
- Raggie R.H, Davies T.C, 1962, Correspondence, *Journal of Glaciology*, 4(31), 129-131.
- Reeh N. et al, 1977, $\delta^{18}\text{O}$ and accumulation rate distribution in the Dye 3 area , South Greenland, *Isotopes and Impurities in snow and ice, Proceedings of the Grenoble Symposium august-september 1975, IAHS*, publ. 118, 177-180.
- Reeh N., 1989, Evolution dynamique et climatique de l'inlandsis du Groenland, dans *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada*, volume 1, chapitre 14 , 31p.
- Reinwarth O., 1993, Glaciological Research at Vernagtferner/Oetztal Alps : database and results of a Hydrological Subprogramme, *Snow and Glacier Hydrology (Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992)*, IAHS Publ. 218, 193-205
- Reynaud L., 1980, Can the linear model be extended to the whole Alps? *International Association of Hydrological Science*, vol. 126, 273-284
- Reynaud L., Vallon M., Martin S., Letréguilly A., 1984, Spatio temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas, *Geografiska Annaler*, 66 (A), 239-247
- Reynaud L., Vallon M., Letréguilly A., 1986, Mass-balance measurements: problems and two new methods of determining variations, *Journal of Glaciology*, 32 (112), 446-454
- Reynaud L., 1991, Glace et Glaciers, Festival des Sciences, de la Terre et de ses Hommes, Chamonix, 55p.
- Reynaud L., Vincent C., 2000, Relevés de fluctuations sur quelques glaciers des Alpes françaises, *La Houille Blanche*, 5, 79-86
- Saporta G., 1978, Théories et méthodes de la statistique, *Publications de l'Institut Français du Pétrole, Société des Editions Technip*, Paris, 386p.
- Savarino J., 1996, Chimie de la carotte EUROCORE (Groenland central) : variabilité des émissions biologiques au cours du dernier millénaire, *Thèse de 3^{ème} cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble*, 336p.
- Schmok J. (ed.), 1988, Mass balance determination of Sentinel, Place and Helm glaciers, British Columbia, Surface Water Division, *National Hydrology Research Institute, Environment Canada*, Saskatoon, Saskatchewan, 22p.
- Schönweise C.D., Rapp J., 1997, Climate trends atlas of Europe based on observations, 1891-1990, *Kluwer Academic Publishers*, 228p.
- Schuster R., 1954, Project Mint Julep, Investigations of a smooth ice area of the Greenland ice cap, Part 3 : Snow studies, USA Snow Ice and Permafrost Research Establishment, *SIPRE Report* 19, 7p.
- Schwager M. et al, 1996, The AWI north Greenland traverse 1993-1995, (in Olesen O.B. ed.), Mass balance and related topics of the Greenland ice sheet, *Report of the 6th Workshop*, Rapport 1996/53, 63-66.
- Schytt V., 1955, Glaciological investigations in the Thule Ramp area, *USA SIPRE (Snow Ice and Permafrost Research Establishment)*, report 28, 88p.
- Six D., 1997, Analyse statistique de la série des bilans de masse glaciaire relevée sur différents glaciers voisins des Alpes françaises (Sarennes, Mer de Glace, Argentière, Sain-Sorlin), *rapport de DEA Climat et Physico-Chimie de l'Atmosphère, Université Joseph Fourier – Grenoble* 1, 40p.

- Slupetsky H., 1989, Die Massenbilanzmessreihe vom Stubacher Sonnblickkees 1958/59 bis 1987/88, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd25, Hf 1, 69-89
- Spiegel M.R., 1983, Théories et applications de la statistique, *Série Scahum*, 358p.
- Steinacker R., 1979, Rückrechnung des Massenhaushaltes des Hintereisferner mit Hilfe von Klimadaten, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd15, Hf 1, p.101-104
- Stroeven A.P., Van de Wal R.S.W., 1990, A comparison of the mass balances and flows of Rabots glaciär and Storglaciären, Kebnekaise, Northern Sweden, *Geografiska Annaler*, 72 A, 113-118
- Tangborn W., 1980, Two models for estimating climate-glacier relationships in the North Cascades, Washington, USA, *Journal of Glaciology*, 25 (91), p. 3-21
- Thomas R. et 6 autres, 2000, Mass balance of the Greenland ice sheet at High elevations, *Science*, 289, 426-427
- Thomsen H.H., 1984, Mass balance measurements at the margin of the inland ice near Jakobshavn, west Greenland, *Polarforschung*, 54(1), 37-41.
- Thomsen H.H., Olesen O.B, 1990, Continued glaciological investigations with respect to hydropower and ice-climate relationships, at Pâkitsoq, Jakobshavn, West Greenland, *Grølands Geologiske Undersøgelse*, rapp 148, 83-86.
- Thomsen H.H. et al, 1996, Glacier basin investigations 1995 on Hans Tausen Iskappe, north Greenland, (in Olesen O.B. ed.), *Mass balance and related topics of the Greenland ice sheet, Report of the 6th Workshop*, Rapport 1996/53, 67-74.
- Torinesi O., 1999, Corrélation des bilans de masse des glaciers de Sarennes et Saint-Sorlin avec les facteurs météorologiques et reconstitution de ces bilans à partir de 1882, *mémoire de DEA, Université Joseph Fourier, Grenoble*, 46p.
- Trabant D.C., March R.S., 1999, Mass balance measurements in Alska and suggestions for simplified observations programs, *Geografiska Annaler*, 81 A, 777-789
- Tvede A.M., 1982, Influence of glacier on the variability of long runoff series, *Proceedings of the 4^{ème} Northern research Basin Symposium Workshop*, Ullensvang, Norway
- Tyndall J., 1873, Les glaciers et les transformations de l'eau, *Bibliothèque Scientifique Internationale*, Paris, 266p.
- Uppenbrik J., 1999, The North Atlantic Oscillation, *Science*, 283, 948-949
disponible
- USGS, site Internet à visité en mars 2000 à l'adresse : <http://www.nrcan.gc.ca>
- Valla F., 1995, The mass balance of Glacier de Sarennes, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. 31, part 1, 189-197
- Valla F., Piedallu C., 1997, Volumetric variations of Glacier de Sarennes, French Alpes, during the last two centuries, *Annals of Glaciology*, 24, 361-366
- Valla F., Guirado F., 2000, Bilan de masse du glacier de Sarennes 51^{ème} saison 1998-1999, *rapport interne de la Société Hydrotechnique de France*, tenue les 1 et 2 mars à Grenoble
- Vallon M., Leiva J.C., 1981, Bilans de masse et fluctuations récentes du glacier de Saint-Sorlin (Alpes Françaises), *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 17, Hf 2, 143-167
- Vallon M., Reynaud L., Letreguilly A., Glacial mass balance reconstructions for the northern hemisphere covering the past century and their climatic significance, *Academy of Sciences of the USSR*, publ. 57, 153-157

- Vallon M., Vincent C., Reynaud L., 1998, Altitudinal gradient of mass-balance sensitivity to climatic change from 18 years of observations on glacier d'Argentière, France, *Journal of Glaciology*, 44(146), 93-96
- Van de Wal R.S.W et al, 1995, Mass balance measurements in the Søndre Strømfjord area in the period 1990-1194, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, band 31, 57-63.
- Vincent C., Vallon M., 1997, Meteorological controls on glacier mass balance : empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France, *Journal of Glaciology*, 43 (143), 131-137
- Volochina A., 1981, Variations of external mass exchange of the Polar Oural glaciers in 1959/60 – 1976/1977, *Data of glaciological studies*, 41
- Wagnon P., 1999, Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, Application à la relation glacier – climat, *Thèse de 3^{ème} cycle*, Université Joseph Fourier, Grenoble, 1999.
- Walters R.A., Meier M.F, 1989, Variability of glaciers in western north America, in Peterson D.H. (ed), Aspects of climate variability in the Pacific and western America, *Geographical Monograph 55*, Washington D.C, American Geophysical Union, 365-374
- Wanner H., 1999, Le balancier de l'Atlantique nord, *La Recherche*, 321, 72-73
- Weidick A., 1968, Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland, *Meddelelser om Grønland*, bd 165, n°6, 202p, extrait p20-27.
- Weidick A., 1984, Studies of glacier behaviour and glacier mass balance in Greenland - a review, *Geografiska Annaler*, 66A, 183-195.
- Weidick A., Bøggild C.E., Knudsen N.T., 1992, Glacier inventory and atlas of west Greenland, *Grølands Geologiske Undersøgelse*, rapp 158, 194p.
- Weng W.L., 1995, The area of Greenland and ice cap, Letter to the editor, *Arctic*, 40, 206.
- WGMS; World Glacier Monitoring Service, site Internet visité en janvier 2000 à l'adresse : <http://www.geo.unizh.ch/wgms>,
- White J.C.W., et 7 autres, 1997, The climate in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland:results of comparisons with modern climate observations. *JGR*, 102(C12), 26-425,26-439
- Wigley T.M.L., Barnett T.P., 1990, Detection of the Greenhouse Effect in the observations, extrait du rapport IPCC, Intergovernmental Panel of Climate Change, *The Science of Climate Change*, Cambridge Universities Press, Cambridge, 243-254
- Young G.J., 1981, The mass balance of Peyto glacier, Alberta, Canada, 1965 to 1978, *Arctic and Alpine Research*, 13 (3), 307-318
- Zanon G., 1992, Venticinque anni di bilancio di massa del Ghicciaio del Caresèr (Alpi Centrali), 1966-67/1990-91, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 15, 215-219
- Zanon G., 1995, Research on glacier mass balance in the Italian Alps, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 31, part 1, 135-142
- Zuo Z., Oerlemans J., 1997, Contribution of glacier melt to sea level rise since AD 1865: a regionally differentiated calculation, *Climate Dynamics*, 13, 835-845